

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



A acção do vento na circulação oceânica costeira utilizando o modelo ROMS: Aplicação ao Golfo de Cádiz

Catarina Gonçalves Toronjo Guerreiro

Dissertação

Mestrado em Ciências Geofísicas

Especialização em Oceanografia

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



A acção do vento na circulação oceânica costeira
utilizando o modelo ROMS: Aplicação ao Golfo de Cádiz

Catarina Gonçalves Toronjo Guerreiro

Dissertação orientada pelo Prof. Doutor Álvaro Peliz

Mestrado em Ciências Geofísicas

Especialização em Oceanografia

2012

Agradecimentos

Agradeço ao Dr. Álvaro Peliz pela orientação ao longo do desenvolvimento deste trabalho e pela oportunidade de integrar a equipa do projecto Medex por ele coordenado.

Esta tese foi realizada no âmbito do projecto MedEX : *Inter-basin exchange in the changing Mediterranean Sea: Impact on the ecosystems in the vicinity of the Straits* (REF: MARIN-ERA/MAR/0002/2008), financiado pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e decorreu no Centro de Oceanografia da Universidade de Lisboa.

Abstract

This thesis presents a detailed study of the wind action on the continental shelf and the associated coastal upwelling phenomena. Idealized and realistic numerical simulations performed with ROMS model are used to understand the fundamental mechanisms of upwelling. The two idealized experiments in 2D are forced by wind parallel to the coast for a homogenous and a stratified fluid. For the stratified case, as result of a strong zonal density gradient, an intense longitudinal shear flow develops which reveals the double of the upwelling velocity than the homogeneous simulation.

The flow diagnostic using integrated momentum equations has proven to be a useful and simple and technique. For the homogeneous idealized experiment the equations totally describe the upwelling dynamics, where can be seen a perfect longitudinal and zonal (geostrophic) equilibrium. In the presence of stratification the residuals are significant near the upwelling front due to the approximations considered, where vertical advection and baroclinic terms were neglected. The adopted equations lead to information loss as the barotropic system evolves to baroclinic.

The tridimensional realistic simulation corresponds to a one year long run (2008) for the Gulf of Cadiz-Alboran Sea region and the analysis was confined to the Gulf of Cadiz, from March to July. A maximum correlation between wind (from WRF model) and simulated current was obtained for an 18 hours lag, with a value of 0.62. Four main upwelling events were identified, where the wind regime has a strong component of the west quadrant. The longitudinal velocity sections suggest the possible local intensification of the Gulf of Cadiz slope current (GCC) during an upwelling event due to the establishment of the jet in the slope.

Key-words: Coastal upwelling, Front, Baroclinic jet, Gulf of Cadiz.

Resumo

Nesta tese é apresentado um estudo detalhado da acção do vento na plataforma continental e o associado fenómeno de afloramento costeiro. Simulações numéricas idealizadas e realistas realizadas com o modelo ROMS são utilizadas conjuntamente para compreender os mecanismos fundamentais do afloramento. As duas experiências idealizadas a 2D são forçadas por vento paralelo à costa para um fluido homogéneo e estratificado. Os resultados simulados por estas ilustram as características típicas do afloramento. No caso estratificado em resultado da presença de um forte gradiente zonal de densidade forma-se um intenso escoamento longitudinal cisalhado que possui o dobro das velocidades longitudinais obtidas no caso homogéneo.

O diagnóstico do escoamento pela utilização de equações de momento integradas verticalmente revelou-se uma técnica simples e prática. Para a experiência idealizada homogénea as equações descrevem por completo a dinâmica do afloramento, em que se observa um perfeito equilíbrio longitudinal e zonal (geostrófico). Na presença de estratificação os resíduos são significativos próximo da frente de afloramento, em consequência do termo advecção vertical e correcção baroclínica desprezados pelas aproximações consideradas. As equações adoptadas levam à perda de informação aquando da evolução do sistema de barotrópico para baroclínico.

A simulação realista tridimensional corresponde a uma corrida para o ano de 2008 para a região do Golfo de Cádiz – Mar de Alborão e a análise confinou-se à plataforma do Golfo de Cádiz de Março a Julho. Obteve-se uma correlação máxima entre vento (do modelo WRF) e corrente simulada de 0.62 para um atraso de corrente de 18h em relação ao vento local. Foram identificados quatro eventos de afloramento principais, em que o regime de ventos possuía componente forte no quadrante Oeste. As secções de velocidade longitudinal sugerem a possível intensificação local da corrente da vertente do Golfo de Cádiz (GCC) durante um evento de afloramento em consequência do estabelecimento do jacto na vertente.

Palavras-chave: Afloramento costeiro, Frente, Jacto baroclínico, Balanço de momento, Golfo de Cádiz.

Índice

1.	Introdução.....	1
2.	Simulação de afloramento costeiro idealizado em 2D	2
2.1	O afloramento costeiro	2
2.2	Configuração do modelo ROMS	3
2.3	Estrutura horizontal e vertical do escoamento.....	5
2.3.1	Caso homogéneo: <i>Experiência 0</i>	5
2.3.2	Caso estratificado: <i>Experiência 1</i>	8
2.4	Comparação de transportes teóricos e simulados	14
2.5	Balanço de momento	15
2.5.1	A acção do vento (<i>spin-up</i>).....	16
2.5.2	O relaxamento do evento (<i>spin-down</i>)	21
3.	Simulação de um caso real em 3D - Circulação na plataforma do Golfo de Cádiz.....	22
3.1	A circulação no Golfo de Cádiz.....	22
3.2	Configuração do modelo ROMS	23
3.3	A plataforma continental	23
3.4	O vento e a corrente.....	25
3.5	O evento de afloramento em Maio	30
3.5.1	A Frente de Huelva.....	33
3.5.2	Balanço de momento	34
4.	Conclusões	38
5.	Referências	40

1. Introdução

A tensão do vento exercida na superfície do oceano é o forçamento principal da circulação oceânica costeira. A acção do vento afecta apenas directamente por atrito a camada superficial, muito mais fina do que a coluna total de água. À massa de água restante o efeito do vento é comunicado através de forças de pressão, surgindo em primeira instância da presença da costa (G. T. Csanady, 1982). Nas regiões de afloramento as águas profundas ricas em nutrientes ascendem até à superfície, recebem luz solar e estimulam a actividade biológica, o que é de grande importância económica, devido à renovação dos recursos pesqueiros.

A primeira parte desta tese surge da necessidade de compreender de que forma a acção do vento força o oceano costeiro. O estudo das interacções entre o vento local e a circulação costeira requer a utilização de um modelo com boa resolução espacial e temporal para poder reproduzir realisticamente os múltiplos processos físicos envolvidos. Neste sentido são apresentados resultados de duas simulações idealizadas a duas dimensões com o modelo ROMS (*Regional Ocean Modeling System*), onde o vento é o único agente forçador presente, para uma plataforma continental, com e sem estratificação. Por simplicidade nestas primeiras simulações utilizou-se uma batimetria e vento idealizados típicos da costa portuguesa, já que possui condições óptimas para o afloramento (fig. 1.1).

O modelo ROMS (Shechepetkin and McWilliams 2003, 2005) é um modelo oceânico 3D de superfície livre e com coordenadas sigma, que resolve as equações para o escoamento médio (equações de *Navier-Stokes* pela decomposição de *Reynolds*) considerando as aproximações hidrostática e de *Boussinesq*. As equações são resolvidas utilizando um esquema *split-explicit*, em que o modo barotrópico é resolvido para um passo de tempo menor do que o baroclínico.

Na segunda parte deste trabalho efectuou-se a análise de uma corrida ROMS, de uma versão do modelo que continua a ser desenvolvido para a região do Golfo de Cádiz – Mar de Alborão no contexto do projecto Medex, forçada com vento resultado de uma simulação com o modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*; Skamarock et al. 2008). O projecto Medex visa a implementação de um modelo regional acoplado Atmosfera-Oceano aplicado às sub-bacias do Estreito de Gibraltar, na perspectiva de investigar os processos físicos associados à troca entre bacias confluentes ao mar mediterrâneo, e que afectam os ecossistemas pelágicos nas proximidades. Através da análise de uma simulação para o ano de 2008 pretendeu-se avaliar a resposta do oceano costeiro, desde o Cabo de Santa Maria (CSM) até ao Estreito de Gibraltar (fig. 1.1), ao vento local e compreender de que forma se estabelece a circulação resultante. Deste modo, foi possível aproximar o estudo da dinâmica vento-corrente à complexidade real dos processos que ocorrem na plataforma continental do Golfo de Cádiz.

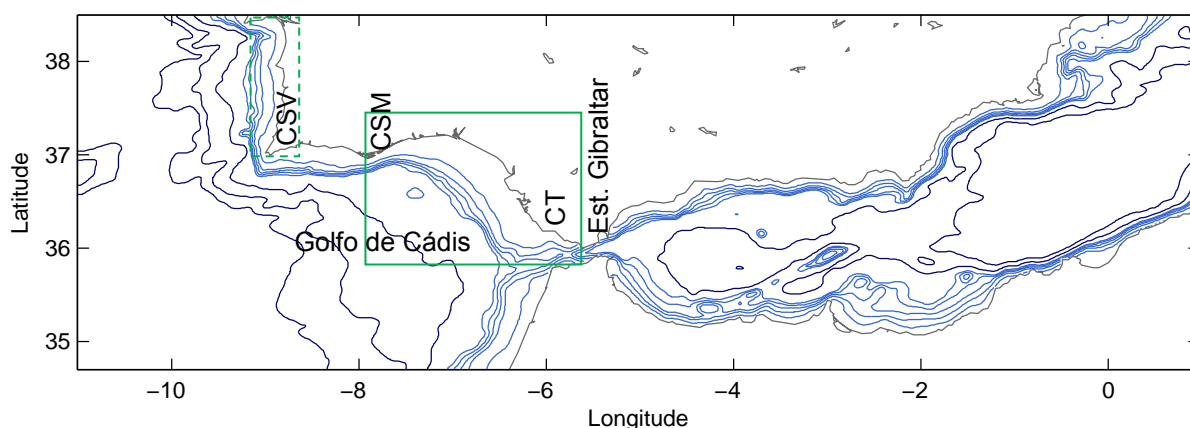


Figura 1.1 – Mapa da zona de estudo. A caixa vertical a tracejado refere-se à região da costa ocidental portuguesa em estudo, através de simulações idealizadas e a caixa horizontal à região simulada para o estudo de caso real 3D do Golfo de Cádiz. CSM refere-se ao Cabo de Santa Maria, CSV ao Cabo de São Vicente e CT ao Cabo de Trafalgar.

2. Simulação de afloramento costeiro idealizado em 2D

2.1 O afloramento costeiro

A circulação forçada pelo vento normal à costa é uma componente chave na dinâmica das plataformas e um importante mecanismo de troca de propriedades transversalmente à costa (Lentz, 2001). Ekman (1905) demonstrou que na presença de vento e em águas profundas a deriva de Ekman é perpendicular e para a direita da tensão do vento aplicada à superfície (τ_w) e confinada a uma camada limite de espessura δ_E , designada camada de Ekman de superfície. O transporte associado é função da tensão aplicada, da densidade (ρ_0) e do parâmetro de Coriolis (f):

$$U_s = -\frac{\tau_w}{\rho_0 f} \quad (1)$$

Desta forma, no caso de estarmos em águas pouco profundas, sob a influência de vento com o litoral à sua esquerda estabelece-se um transporte para o largo. A migração de água o largo leva à depleção de água nas camadas superiores e estabelece-se uma baixa pressão, que força as águas subjacentes a ascender e a preencher, pelo menos parcialmente, o espaço resultado da deriva. Este é o processo de afloramento costeiro. O movimento ascendente necessita também de um reabastecimento nas camadas inferiores, pelo que é acompanhado por uma corrente para a costa (Cushman-Roisin, 2008).

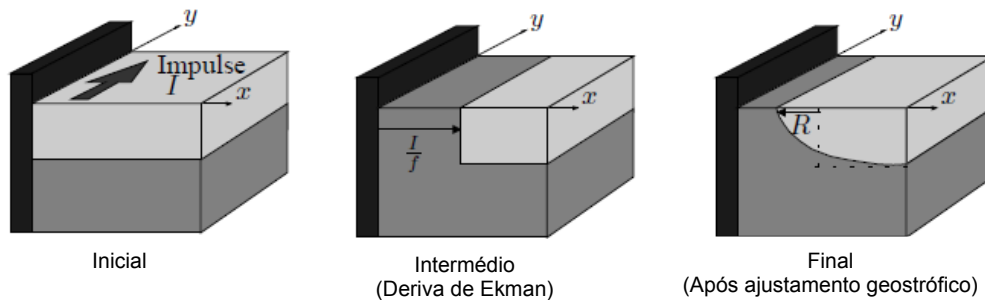


Figura 2.1 – Decomposição da formação da frente do afloramento costeiro como um processo em dois estados: primeiro uma deriva de Ekman para o largo em resposta ao vento (intermédio), seguida de um ajustamento geostrófico para trás (final). Segundo Csanady (1977) o impulso do vento I é o impulso necessário para que o afloramento seja completo e corresponde à integração no tempo do termo de tensão do vento, $x_{EK} = I/f$ é o deslocamento para o largo de Ekman e $R = (g'H)^{1/2} / f$ é o raio de deformação interno de Rossby, em que g' corresponde à gravidade reduzida. R é o deslocamento da frente provocado pelo ajustamento geostrófico que ocorre na frente e no fim o deslocamento total para o largo será: $d = x_{EK} - R$. (Imagem de Cushman-Roisin, 2000)

A tendência de fluido mais denso permanecer subjacente a fluido menos denso, concede uma rigidez horizontal ao sistema (Cushman-Roisin, 2008). A estratificação inibe a mistura vertical e como consequência a circulação perpendicular à costa poderá estender-se a águas menos profundas relativamente a uma plataforma não estratificada. No entanto, a resposta estratificada ao forçamento do vento é complexa devido à realimentação entre estratificação, mistura vertical e circulação perpendicular à costa (Lentz, 2001).

A baixa pressão criada junto à costa sustem geostroficamente uma corrente ao longo da costa, ao passo que, na presença de estratificação, o deslocamento vertical gera ainda um gradiente horizontal de densidade que sustem um escoamento cizalhante (Cushman-Roisin, 2008). A termoclina irrompe à superfície na presença de vento forte, ou vento contínuo por um período de tempo suficiente, e as águas frias são expostas à superfície. Este estado desenvolvido é designado por *afloramento completo* (Csanady, 1977) (fig. 2.1). Esta situação não está em equilíbrio e gradualmente procura um novo

ajustamento. A água mais quente expande-se sobre a mais fria e sob a influência da força de Coriolis, a corrente induzida flecte para a direita e mantém-se geostroficamente com o gradiente de pressão. A geostrofia sustém uma forte corrente baroclínica na frente designada de jacto costeiro. A anterior termoclina converte-se numa frente ao longo da costa que se move para trás e para a frente dependendo da intensidade do afloramento.

Na aproximação de águas pouco profundas consideram-se as seguintes equações linearizadas e integradas na vertical (eq. 2, 3 e 4) para um fluido homogéneo de densidade ρ_0 , em que U e V são as velocidades integradas, η a superfície livre, τ_w^x , τ_b^x , τ_w^y e τ_b^y as tensões aplicadas ao fluido à superfície e no fundo, H a profundidade da coluna de água, y a distância zonal e x a longitudinal. O sistema de eixos é posteriormente definido na secção 2.2. O respectivo equilíbrio do sistema estabelece-se de acordo com as equações precedentes às primeiras, à escala temporal de ajustamento ao atrito de fundo.

$$x\text{-momento: } \frac{\partial U}{\partial t} - fV = \frac{\tau_w^x}{\rho_0} - \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \Rightarrow \frac{\tau_w^x}{\rho_0} = \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \quad (2)$$

$$y\text{-momento: } \frac{\partial V}{\partial t} + fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \Rightarrow fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (3)$$

$$continuidade: \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = -\frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (4)$$

Neste trabalho foram efectuadas duas experiências diferentes com o mesmo forçamento, a primeira consiste numa plataforma não estratificada e a segunda numa plataforma estratificada. Uma primeira análise comparativa da estrutura horizontal e vertical do escoamento no tempo será realizada entre os resultados destas duas simulações, durante o afloramento costeiro e o posterior relaxamento. De forma a compreender a importância de cada termo nas equações do movimento, e também esclarecer em que medida estas descrevem os processos inerentes ao afloramento, calcularam-se balanços de momento. Toda esta análise foi confinada à plataforma continental.

2.2 Configuração do modelo ROMS

A configuração do modelo ROMS utilizada corresponde à aplicação *upwelling* (Macks, 1993). Esta consiste num canal periódico este-oeste com forçamento do vento ao longo do canal. O termo de Coriolis conduz ao afloramento num dos lados e ao afundamento no outro. O método utilizado para mistura vertical é o LMD (Large, McWilliams e Doney (1994)), que combina diferentes parametrizações para a mistura vertical no oceano aberto e na camada limite. O coeficiente de viscosidade vertical e de difusão na camada limite é expresso como o produto da profundidade da camada, uma escala de velocidade turbulenta e uma função de forma não-dimensional:

$$\nu = h_{bl} \times w(\sigma) \times G(\sigma) \quad (5)$$

Onde σ é uma coordenada não-dimensional (0-1) indicadora da profundidade na camada limite.

Nestas experiências foi aplicada uma batimetria com plataforma dos 20 – 100 m e vertente continental até à profundidade de 2000 m do lado Oeste (fig. 2.2b). O canal corresponde a um domínio de 120x20 km (fig. 2.2a) com uma resolução de aproximadamente 1.2x1.2 km. Na vertical definiram-se trinta e dois níveis sigma, com maior resolução à superfície ($\theta_s = 7$, $\theta_b = 0$). A simulação decorreu durante 15.3 dias, com passo de tempo de 300 segundos, e os resultados foram guardados em médias de 0.83 horas. Durante os primeiros 8.3 dias o canal foi forçado por uma tensão de intensidade máxima de 0.1 Pa (eq. 6 e fig. 2.3) ao longo da costa na direcção Norte - Sul (Nortada) e posteriormente a simulação correu

sem forçamento atmosférico. O parâmetro de *coriolis* aplicado foi de 8.97×10^{-5} ($\theta = 38^\circ\text{N}$). O vento e batimetria idealizados foram construídos tendo por base as características típicas da costa portuguesa.

Realizaram-se duas experiências com esta configuração: canal não estratificado (E0), com salinidade 35 e temperatura 14°C , e canal estratificado (E1) com salinidade 35 e perfil de temperatura tipo termoclina (fig. 2.4). Não existe mecanismo restaurador da estratificação inicial.

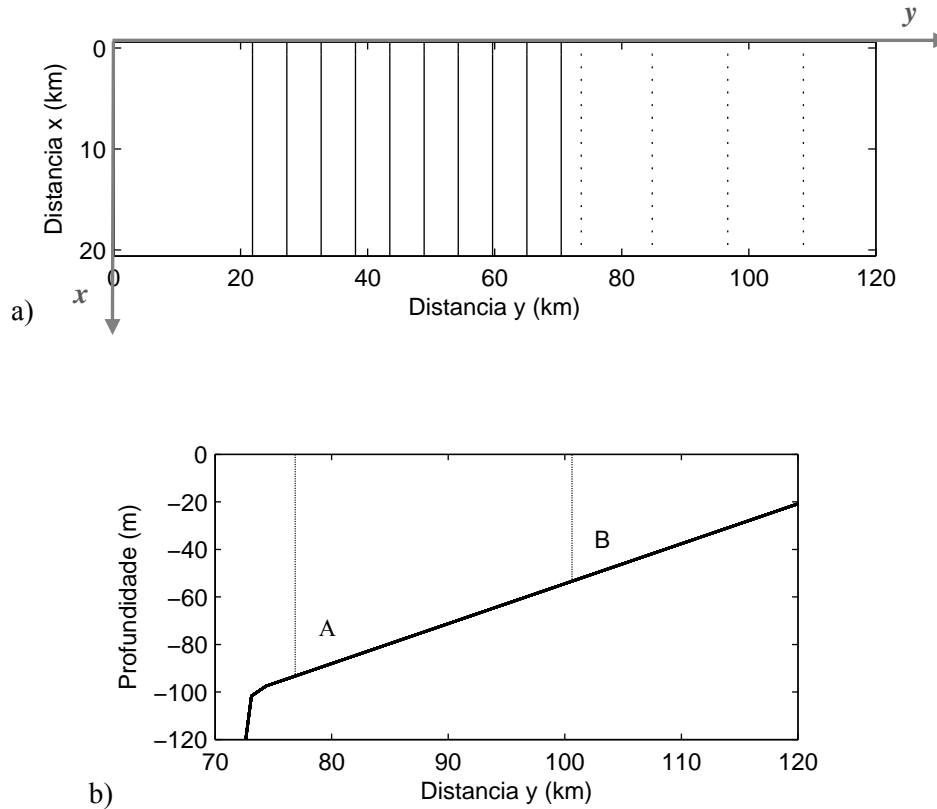


Figura 2.2 – Esquema do canal periódico utilizado nas simulações. Em (a) vista de cima com respectivos eixos x (longitudinal) e y (zonal) a cinzento, batimetria a preto tracejado com intervalo de 20 m dos 0-100m (plataforma continental) e linha contínua até aos 2000 m espaçada 200 m (vertente). Em (b) a batimetria do canal em *zoom* desde a costa até ao bordo da plataforma e respectivos perfis A ($z = 93.30$ m, $y = 76.87$ km) e B ($z = 53.40$ m, $y = 100.62$ km) utilizados posteriormente para análise.

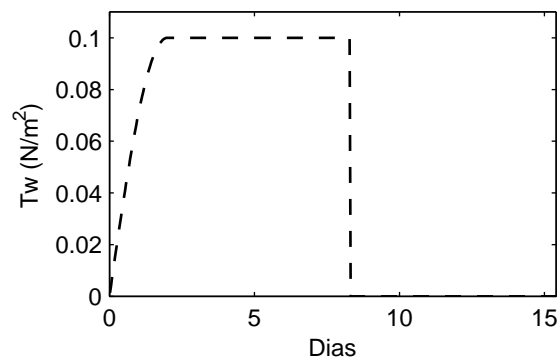


Figura 2.3 – Tensão do vento aplicado ao canal periódico ao longo da costa com sentido Norte-Sul, sentido positivo do eixo dos xx.

$$\tau_w^y = \begin{cases} -0.1 \times \sin\left(\frac{\pi \times t}{4}\right) & 0 < t \leq 2 \\ -0.1 & 2 < t \leq 8.3 \\ 0 & 8.3 < t \leq 15.3 \end{cases} \quad (6)$$

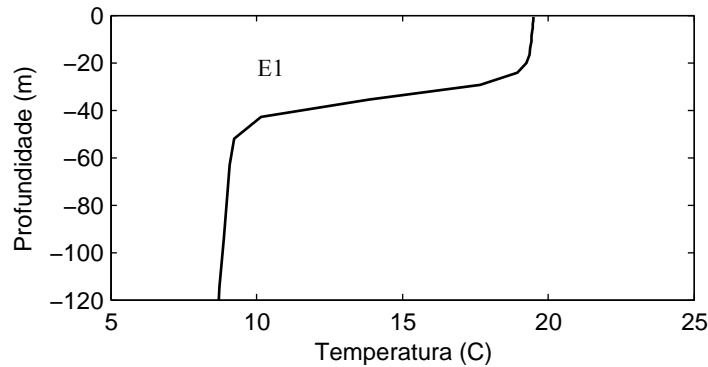


Figura 2.4 – Perfil da temperatura inicial na plataforma para a experiência E1 estratificada.

2.3 Estrutura horizontal e vertical do escoamento

2.3.1 Caso homogéneo: *Experiência 0*

A resposta do modelo no caso homogéneo à acção do vento sé abordada em primeiro lugar. Os campos (y , z) da velocidade zonal e longitudinal sob a plataforma estão representados na fig. 2.5 para o fim da simulação. A evolução do escoamento no tempo em dois perfis verticais, mais concretamente na isóbata dos 53 m e dos 93 m, pode ser observada na fig. 2.6.

O campo da velocidade zonal revela tal como esperado que a tensão do vento aplicada longitudinalmente força uma deriva para o largo à superfície e, consequentemente é também visível no fundo um escoamento para a costa (fig. 2.5 a). Apesar deste padrão elementar a intensidade do escoamento zonal não é constante transversalmente à plataforma. Desde o bordo até aproximadamente os 88 km a deriva é máxima, para o largo o escoamento atinge 0.038 m/s e para a costa 0.023 m/s, enquanto que junto à costa as velocidades são visivelmente menores. Devido à profundidade reduzida nesta zona da plataforma de 32 km o crescimento das camadas de Ekman de fundo e de superfície no tempo leva ao seu acoplamento por mistura e em resultado apresenta uma diminuição do efeito de corte no escoamento. Em relação ao campo da velocidade longitudinal (fig. 2.5 b) o escoamento é positivo em toda a plataforma e mais intenso, uma ordem de magnitude superior ao zonal, atingindo os 0.442 m/s. Este escoamento é proporcional ao gradiente zonal da superfície livre, pelo que é mais intenso junto à costa, onde existe maior inclinação da superfície livre, e diminui em direcção ao largo. De acordo com a migração das águas nas camadas superiores o gradiente da superfície estabelecido é negativo. O efeito de corte em profundidade, que se observa nesta componente, é o resultado da presença do fundo, ou por outras palavras, do estabelecimento da camada de Ekman de fundo. Porém, o comportamento descrito é interrompido por volta dos 88 km devido ao afloramento intenso de água nesta região, como se comprova pela diminuição da velocidade zonal (fig. 2.5 a).

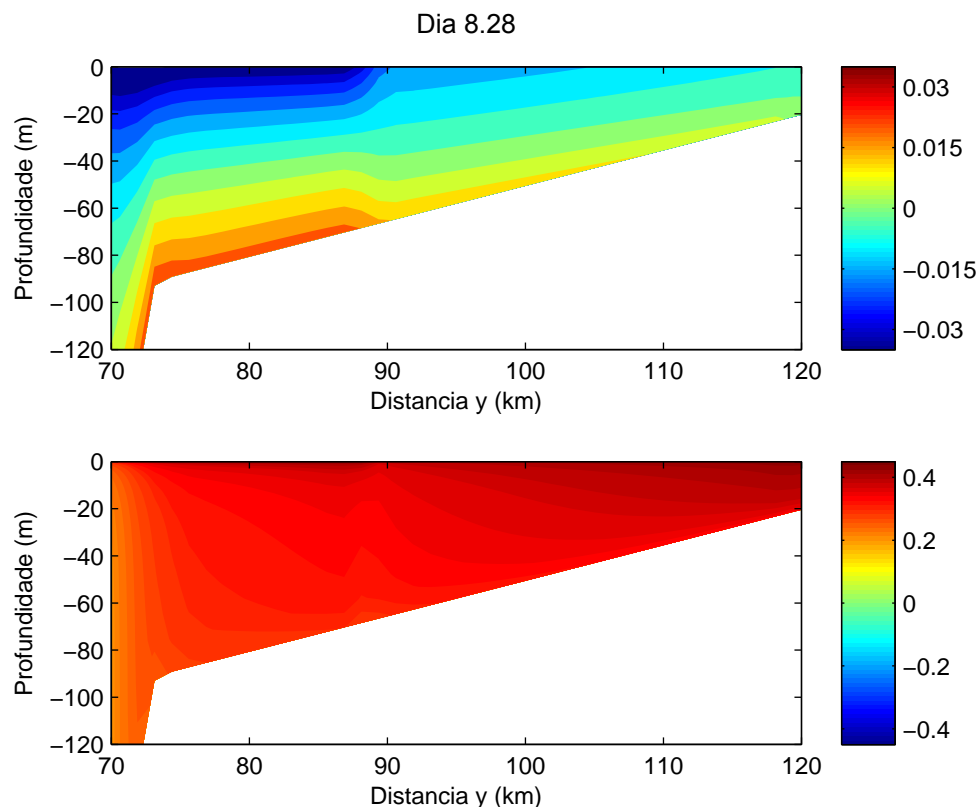


Figura 2.5 – Secção zonal de velocidades no fim da simulação forçada de afloramento costeiro para o caso homogéneo, em a) a velocidade zonal v (sentido positivo para a costa) e em b) a velocidade longitudinal u (sentido positivo para fora da folha).

As estruturas zonal e longitudinal analisadas são informativas, mas apenas nos permitem conhecer o final da simulação. Na fig. 2.6 observa-se a evolução temporal de dois perfis de velocidade para quatro dias seleccionados. No primeiro dia a camada de Ekman de superfície apresenta um escoamento para o largo até uma profundidade máxima de 40 e 25 m (linha a preto), respectivamente. O transporte para o largo cria um gradiente zonal da superfície livre negativo, como referido anteriormente, e numa primeira fase uma corrente de retorno é estabelecida para a costa. Escoamento para a costa com pouco efeito de corte é ainda identificável no perfil A a partir dos 40 m. Este escoamento tende a equilibrar-se geostroficamente com o gradiente da superfície quando, por efeito da força de Coriolis, se torna longitudinal. A componente ao longo da costa ou longitudinal é então o resultado indirecto do aparecimento de um gradiente da superfície livre e mantém-se geostroficamente graças à sua presença constante durante o evento de afloramento costeiro.

A uniformidade vertical do anterior escoamento de retorno zonal é mais evidente na componente longitudinal (linha azul). Esta corrente longitudinal é em todo o evento mais intensa junto à costa e diminui para o largo, tal como a inclinação da superfície livre (fig. 2.6 dia 0.98, A e B).

Ao fim do terceiro dia (fig. 2.6 dia 2.96, A e B) a uniformidade vertical perdeu-se claramente no fundo em ambos os perfis por efeito do atrito de fundo. O escoamento acelerado ao longo da costa que se fazia sentir no fundo gera uma camada de Ekman de fundo estabelecendo-se uma deriva para a costa máxima junto ao fundo. O transporte de retorno necessário vai-se progressivamente concentrando no fundo e esta nova camada passa a assumir o restabelecimento das águas que afloram. A análise dos perfis aponta para um ajustamento ao atrito de fundo a partir do segundo dia para o perfil mais costeiro e do fim do terceiro para o mais profundo.

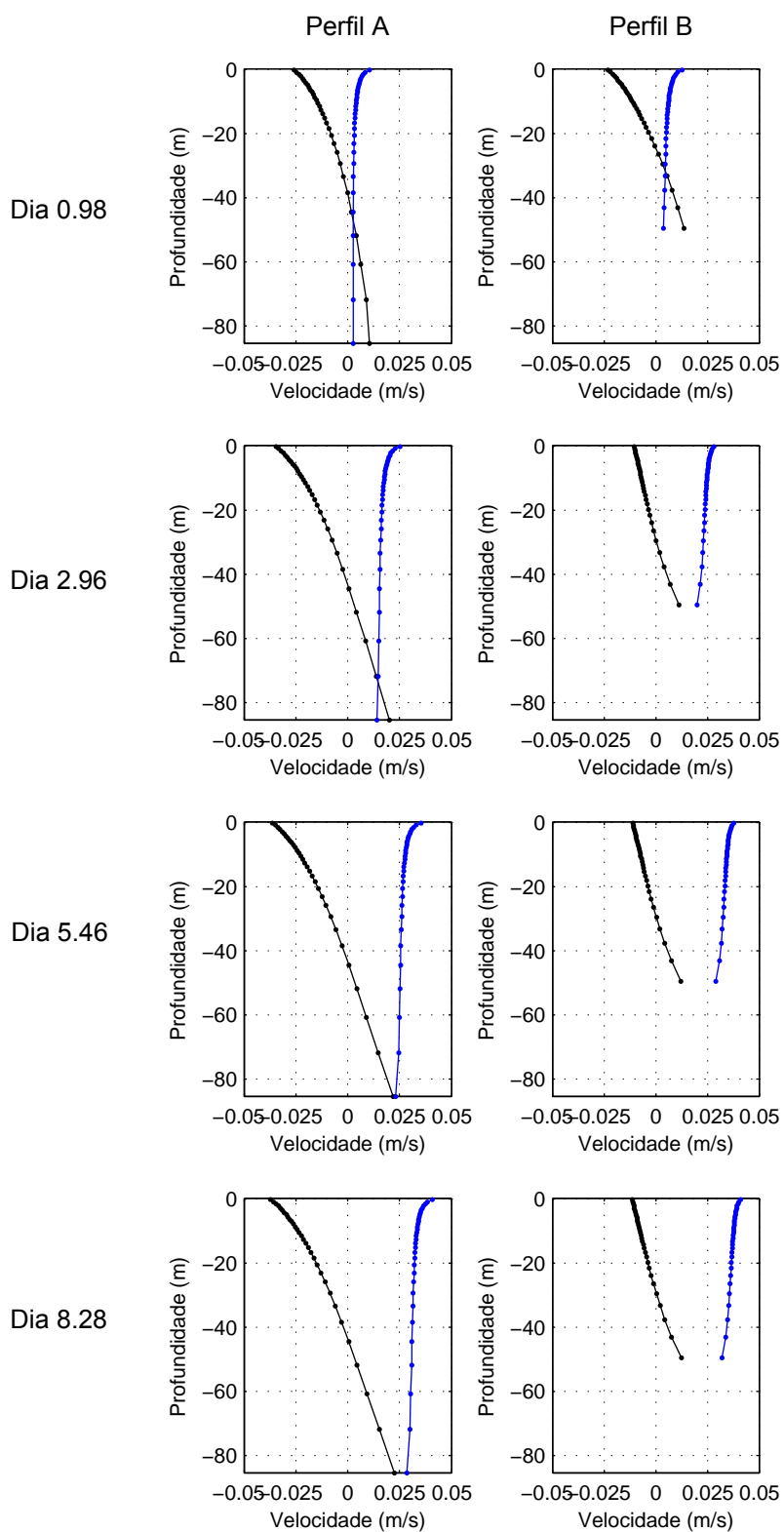


Figura 2.6 – Perfis verticais do escoamento zonal v (linha a preto) e longitudinal $u = u \times 10^{-1}$ (linha azul) para a plataforma não estratificada. No perfil A para a isóbata dos 93.39 m, a 43.13 km da costa, e para o perfil B na isóbata dos 53.40 m, a 19.38 km da costa, para o dia 1, dia 3, dia 6 e dia 9.

À medida que as velocidades nas camadas de Ekman de superfície e de fundo aumentam, assim como a sua extensão, aumenta o cisalhamento do escoamento. O acoplamento das camadas acaba por acontecer por mistura. No início do terceiro dia o desenvolvimento contínuo das camadas limite no segundo perfil, menos profundo, leva ao seu acoplamento e o efeito de corte vertical começa visivelmente a diminuir. No fim deste dia (fig. 2.6 dia 2.96, B) as camadas limite para o perfil A encontram-se enfraquecidas e o efeito de corte em toda a coluna de água reduz-se. A velocidade à superfície reduziu-se para mais de metade da inicial ao mesmo tempo que a espessura da respectiva camada aumentou.

Passados dois dias e meio (fig. 2.6 dia 5.46, A e B) o escoamento zonal em A e em B não se alterou, ao contrário das velocidades longitudinais que continuam a aumentar. Este escoamento tem origem na corrente de retorno zonal que, como referido anteriormente, tende a ser compensada pelo escoamento de atrito de fundo com o tempo. Contudo a aceleração da corrente só cessará quando se atingir o equilíbrio entre os transportes gerados à superfície e no fundo, enquanto isso existirá uma aceleração do escoamento longitudinal. De acordo com o último dia desta experiência forçada (fig. 2.6 dia 8.28, A e B), a corrente ao longo da costa continua a aumentar em toda a coluna de água, em especial para o perfil A, ao mesmo tempo as camadas limite continuam a ajustar-se.

2.3.2 Caso estratificado: *Experiência 1*

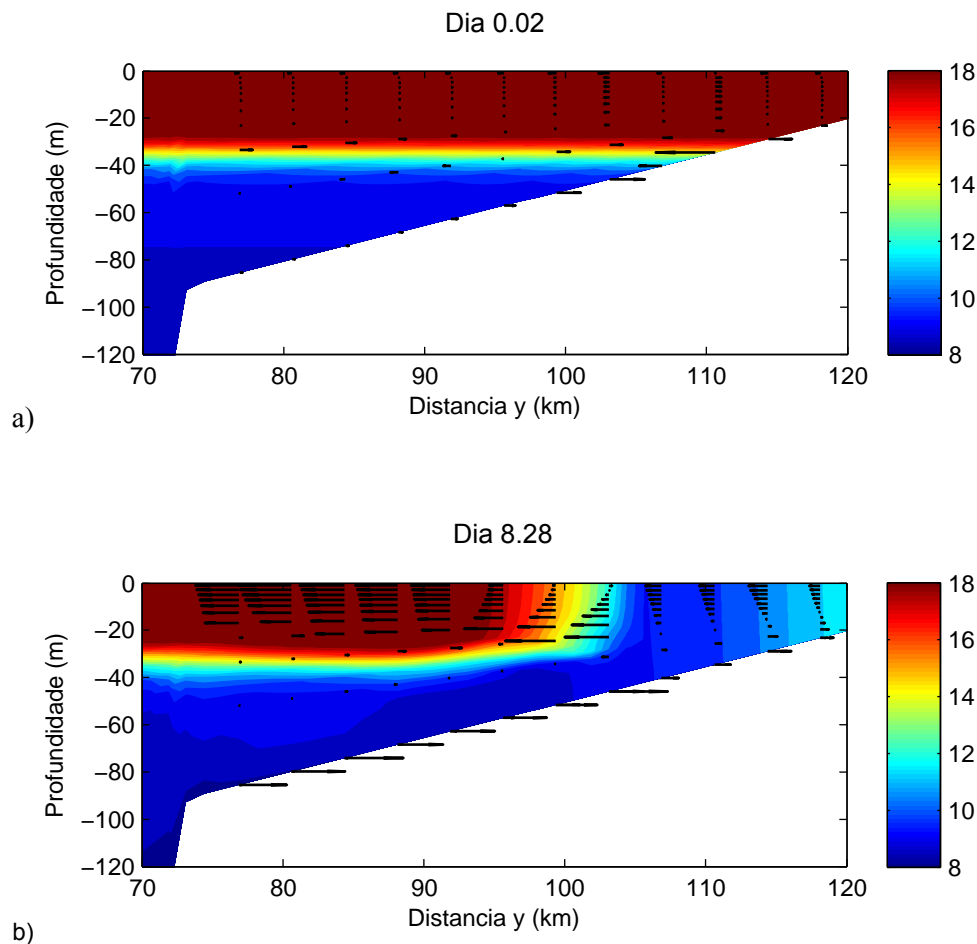


Figura 2.7 – Estratificação da plataforma em termos da temperatura e respectivo escoamento zonal a) no primeiro dia logo após o primeiro instante, b) para o último dia com forçamento e c) para o último dia de simulação (continua na página seguinte).

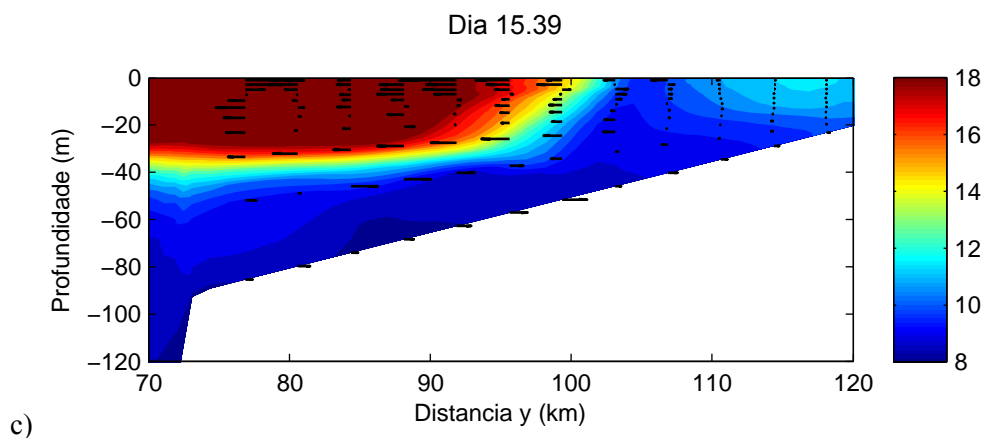


Figura 2.7 – (Continuação).

A estratificação é preponderante no estabelecimento de uma frente mais ou menos energética. O perfil de temperatura inicial (fig. 2.4) imposto para o caso estratificado *E1* resume-se, para a região confinada à plataforma interna, a duas camadas com temperatura distinta em que a evolução vertical de uma para a outra é contínua e acentuada dos 25 aos 45 m. Posteriormente, na vertente a temperatura decresce de modo menos abrupto até ao fundo.

A temperatura da água e o escoamento zonal associado na plataforma encontram-se na fig. 2.7, para o primeiro (a) e para o último dia do período forçado (b) e para o último dia da simulação (c). No último dia forçado sob a acção do vento, ao mesmo tempo que a água mais quente à superfície está a ser advectada para o largo o reabastecimento da água é efectuado apenas no fundo (fig. 2.7 b). Este comportamento característico é identificável até aos 100 km em y . Mais próximo da costa a temperatura da água ronda os 10°C e a estrutura vertical do escoamento sugere o acoplamento das camadas de Ekman.

Na região próxima dos 100 km instala-se uma frente, identificável pelo forte gradiente de temperatura zonal, com temperaturas que vão desde os 10 aos 18 °C. A deriva à superfície é localmente estrangida e o perfil associado à camada de Ekman de superfície inverte-se com maiores velocidades em profundidade, assegurando a circulação. Após seis dias sem forçamento (fig. 2.7 c) observa-se a deformação sofrida pela frente, limitada pela geostrofia. O escoamento zonal, sem a presença de forçamento, deixa de ser concordante entre si. Outra frente mais fraca desenvolveu-se durante este episódio de afloramento, na zona de misturada junto à costa. O afloramento inicial das águas levou aqui também ao estabelecimento de um gradiente de temperatura zonal mais fraco (fig. 2.7 b) que se mantém após o ajustamento (fig. 2.7 c).

Observando o desenvolvimento vertical pelo perfil B, a meio do sexto dia sob acção do vento (fig. 2.8 dia 5.46 B) a circulação zonal (linha a preto) é assegurada por duas camadas limite bem definidas e também pelo escoamento interior. A velocidade próxima da superfície atinge para este instante o seu máximo e posteriormente irá diminuir. O decréscimo da velocidade à superfície vai ser compensado por um aumento do escoamento em profundidade na camada de Ekman de superfície, para que o transporte se conserve. Para o último dia forçado (fig. 2.8 dia 8.28 B e fig. 2.7) o efeito de corte inverteu-se de tal forma que à superfície a velocidade é positiva e, em profundidade o valor registado chega a ser idêntico ao obtido à superfície no sexto dia. Por sua vez o escoamento longitudinal (linha azul) para o mesmo instante (fig. 2.8 dia 8.28 B), adquire efeito de corte vertical até aos 30 m de profundidade com velocidades à superfície na ordem de 1 m/s. A nova assinatura que o escoamento assume a partir do sexto dia, tanto zonal como longitudinal, deve-se precisamente ao estabelecimento do jacto costeiro a 20 km da costa, tal como identificado pela secção de temperatura.

Pela experiência *E0* obtiveram-se velocidades longitudinais máximas muito inferiores, entre os 0.4-0.5 m/s. De acordo com a análise prévia, a presença de um gradiente de superfície livre leva ao estabelecimento de um escoamento barotrópico ao longo da costa, ou seja, uniforme em profundidade.

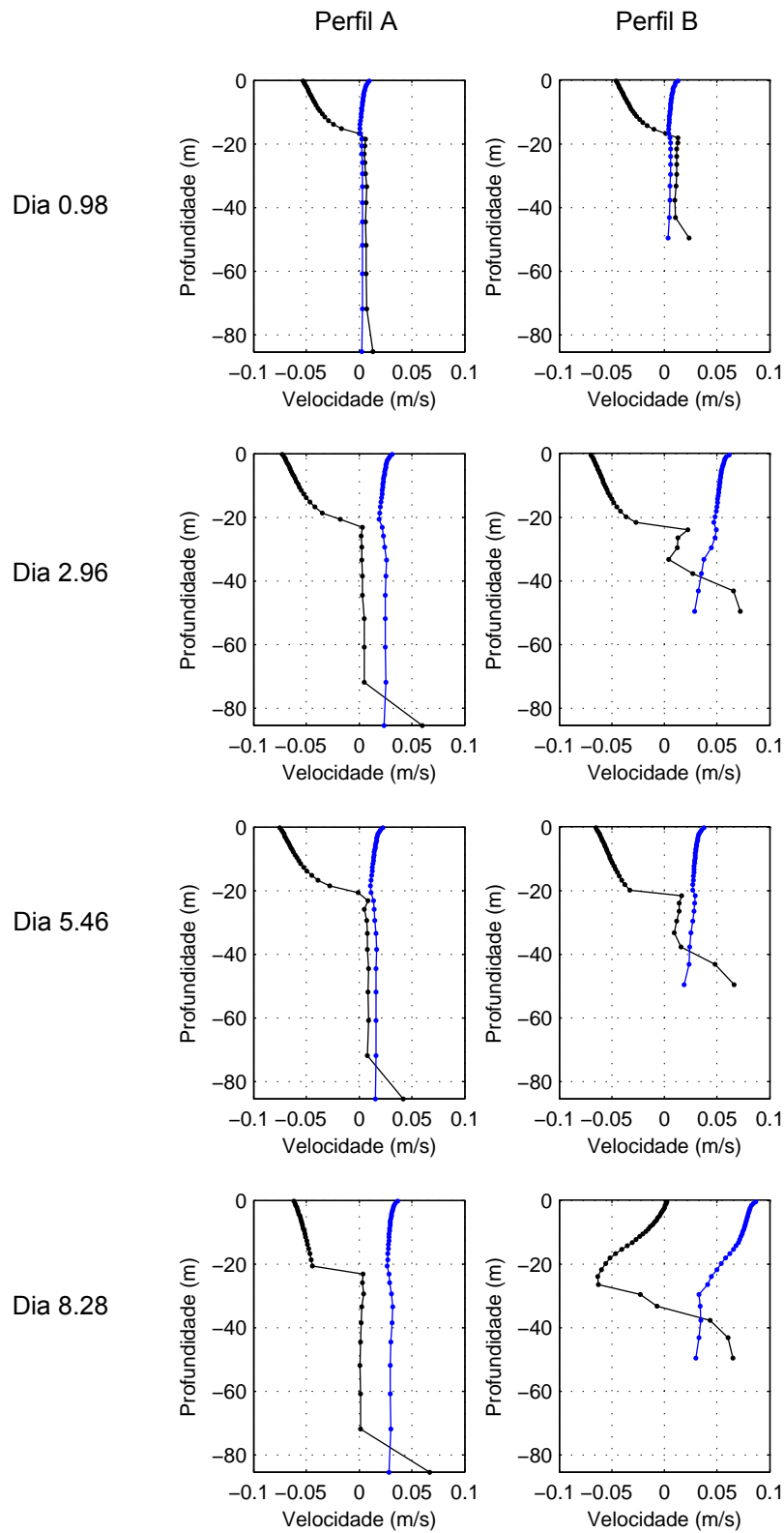


Figura 2.8 – Perfis verticais do escoamento zonal v (linha a preto) e longitudinal $u' = u \times 10^{-1}$ (linha azul) para a plataforma estratificada. No perfil A para a isóbata dos 93.30 m, a 43.13 km da costa, e para o perfil B na isóbata dos 53.40 m, a 19.38 km da costa, para o dia 1, dia 3, dia 6, dia 9, dia 12 e dia 16. (Continua na página seguinte).

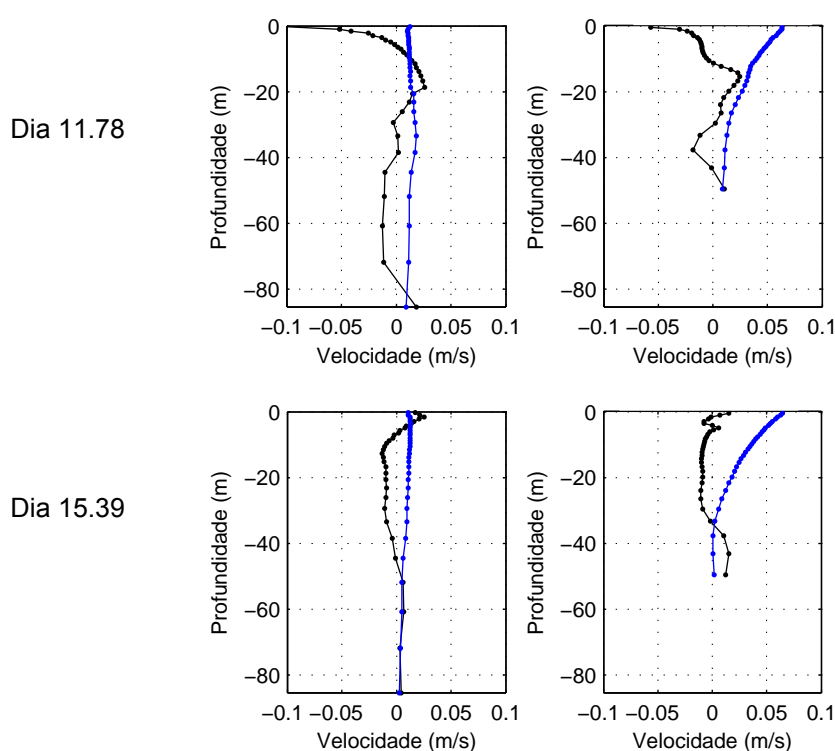


Figura 2.8 – (Continuação).

Adicionalmente a presença de um gradiente de densidade zonal, isto é, de uma frente, aumenta o gradiente da superfície livre e confere-lhe efeito de corte, como será demonstrado na secção 2.5. Em consequência o escoamento ao longo da costa aumenta e torna-se baroclínico.

O jacto costeiro forma-se inicialmente próximo da costa e migra para o largo à medida que a região de forte gradiente zonal de temperatura é forçada a deslocar-se para o largo devido à deriva. A evolução do escoamento horizontal (x,y) à superfície (fig. 2.9) apresenta o desenvolvimento do gradiente zonal na componente longitudinal devido ao estabelecimento do jacto. O seu movimento para o largo, acompanhado pela descida da superfície livre, e intensificação até ao nono dia são particularmente evidentes. O deslocamento da frente para o largo atinge a distância de 16.88 km da costa (distância à qual a componente longitudinal é máxima) no último dia, maior que o deslocamento teórico de Ekman calculado de 12.1 km (fig. 2.1).

Após o cessar do vento este escoamento vai ser gradualmente reduzido por dissipação ao mesmo tempo que oscila inercialmente. Os resultados analisados consistem em médias inferiores a uma hora (0.83 h) e o período inercial calculado para a latitude considerada é de dezanove horas. As oscilações inerciais não foram filtradas pelo que naturalmente estão bem presentes nos resultados apresentados desde o início até ao fim do evento em estudo, como será visto mais adiante. O comportamento oscilatório é comum a ambas as componentes da velocidade à superfície, uma vez que deixaram de ser forçadas (fig. 2.8 dia 8.28, 11.78 e 15. 39 A e B), embora seja mais perceptível na componente zonal por ser mais fraca. Na fig. 2.9 à direita do jacto costeiro, as oscilações são bem visíveis na componente longitudinal por esta ser aqui mais fraca.

O resto da coluna de água está também sujeita aos efeitos dissipativos, só que de forma diferente. No fundo ainda actua a tensão de fundo e o escoamento de fundo mantém o seu perfil (fig. 2.8 dia 11.78 A e B), agora com menos efeito de corte, pois esta existirá desde que haja a carência de água à superfície provocada pelo afloramento. A preservação do jacto após seis dias (fig. 2.8 dia 8.28, 11.78 e 15. 39 B) é assegurada graças ao equilíbrio geostrófico entre o escoamento com efeito de corte e o gradiente zonal de pressão. Esta é sem dúvida a característica mais notável no fenómeno de afloramento costeiro estratificado.

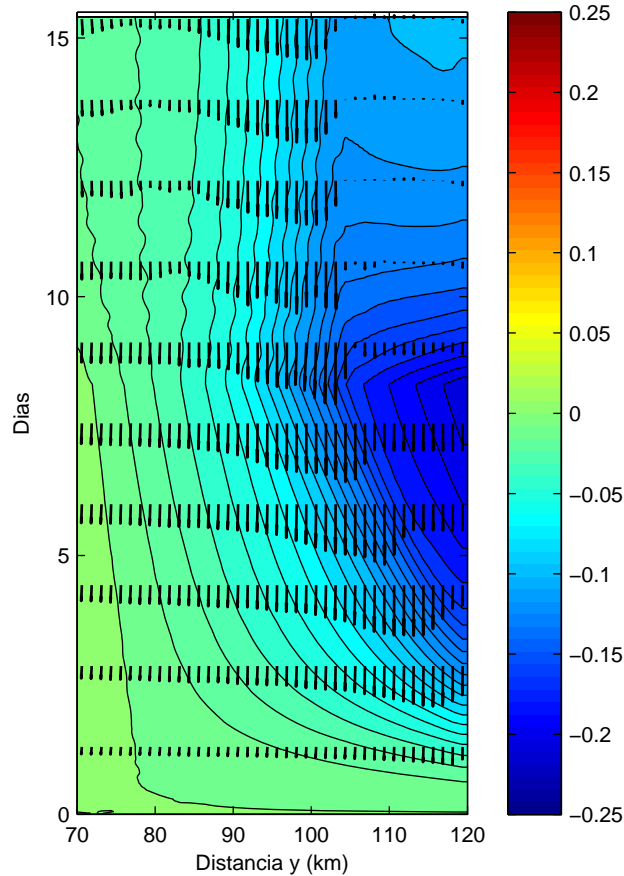


Figura 2.9 – Vectores horizontais da velocidade à superfície (a preto) e superfície livre em metros ao longo da plataforma continental em função do tempo, para todo o intervalo da simulação no caso estratificado.

Analisando agora os instantes que não foram abordados: dia 0.98, 2.96 e 5.56. A formação da camada de Ekman à superfície inicia-se ao primeiro dia de forçamento, tal como na simulação não estratificada, mas a espessura desta é em todo o evento menor que no caso não estratificado. A presença de estratificação inibe a mistura directa vertical, bem como a transferência de momento na coluna de água, e a acção do vento é limitada a uma menor camada no caso estratificado. Em particular para o primeiro dia (fig. 2.9, dia 0.98 A e B), a profundidade de ambas as camadas de superfície é inferior a 20 m, enquanto para a experiência homogénea era de 40 m para o perfil A e de 25 para o B. A menor penetração em profundidade do vento é compensada por maiores velocidades zonais à superfície (-0.05 m/s), que correspondem ao dobro das velocidades do caso anterior (-0.025 m/s). No terceiro dia (fig. 2.9, dia 2.96 A e B) observam-se duas camadas limite ainda em desenvolvimento e um escoamento interior mais fraco que é uniforme para a isóbata dos 93 m. Com a evolução do tempo o perfil A (fig. 2.9, dia 5.46 e 8.28 A) sugere o equilíbrio entre o transporte à superfície e no fundo. Como se verá mais à frente (na secção 2.5) apesar do escoamento de retorno ser reduzido não deixa de ser gerado.

$$t_a = \frac{H}{r} \quad (7)$$

A escala temporal teórica de ajustamento ao atrito de fundo foi calculada para cada ponto da malha contido na plataforma continental e para a média da batimetria pela equação 7, onde r é o coeficiente de atrito no fundo. A média obtida foram 2.26 dias. A teoria prevê um ajuste para as isóbatas em estudo aos 2.14 (B) e aos 3.68 (A).

Para ambos os perfis estratificados observou-se um ajustamento ao atrito de fundo a partir do segundo dia. No caso não estratificado a análise dos perfis apontava para um ajustamento ao atrito de fundo a

partir do segundo dia para o perfil mais costeiro e do fim do terceiro para o mais profundo. Os valores das duas experiências estão próximos e comparando-os com a teoria, constata-se que a teoria prevê um ajuste mais tardio. O cálculo teórico foi realizado admitindo uma batimetria uniforme para cada ponto, o que na realidade não acontece, os pontos estão dispostos sobre uma plataforma em declive, e não tem em conta a viscosidade, factor preponderante na transferência de momento na camada de água. De qualquer das formas não se poderia esperar um acordo completo entre valores, já que o critério adoptado para medir a escala de ajustamento nas simulações também não é rigoroso.

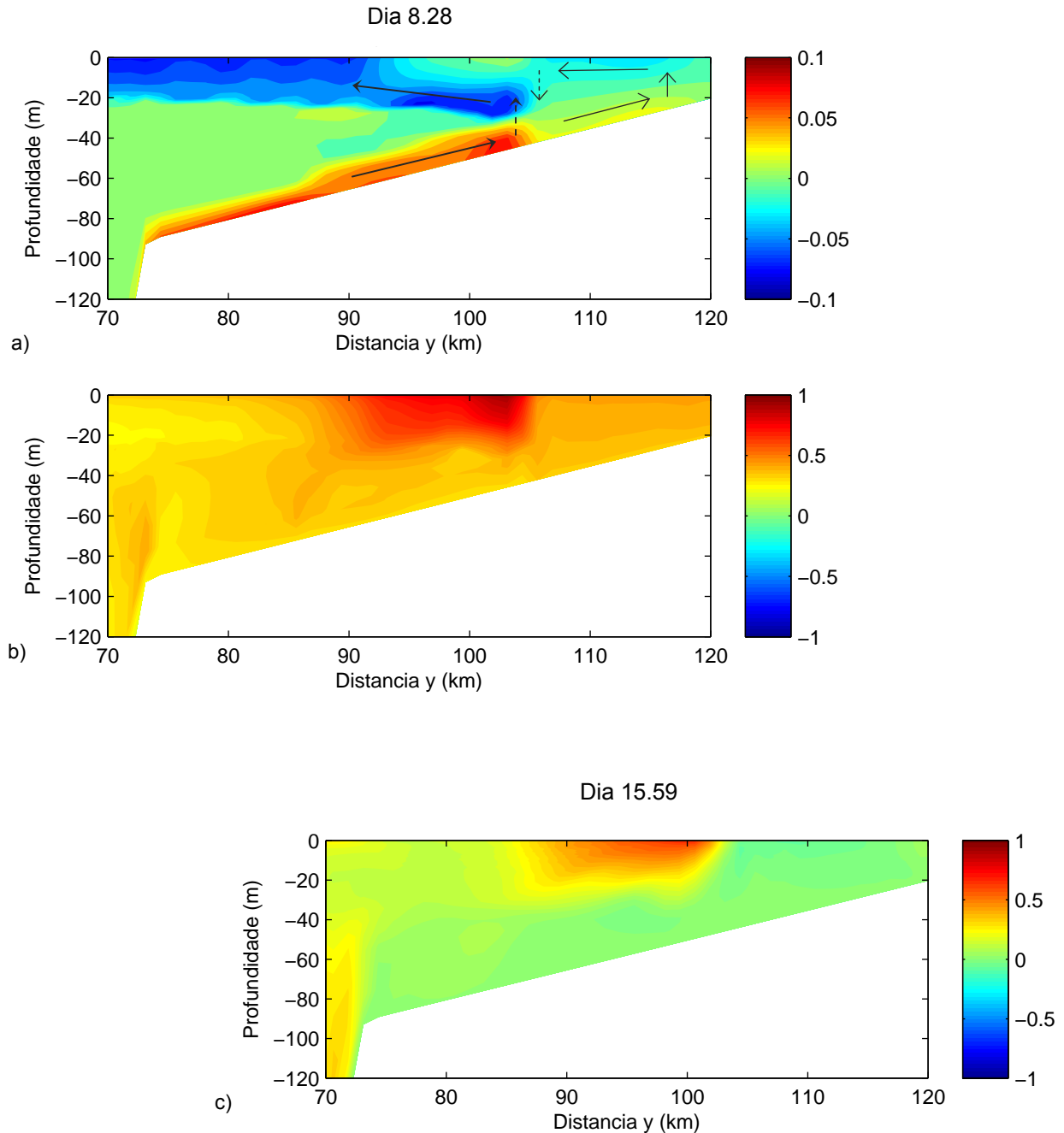


Figura 2.10 – Secção zonal de velocidades para o episódio de afloramento costeiro estratificado em a) velocidade zonal (sentido positivo para a costa) e em b) a velocidade longitudinal (sentido positivo para fora da folha) ambos para o último dia com forçamento e em c) a velocidade longitudinal para o último dia da simulação.

O padrão fundamental do episódio em estudo é apresentado numa secção zonal de u e v (fig. 2.10). Em suma, até ao nono dia (fig. 2.10a) sob a acção forçadora do vento existe deriva para o largo, compensada essencialmente pelo escoamento no fundo para a costa. O intenso escoamento que se faz

sentir no jacto constrange a deriva para o largo e o fluido é forçado a submergir e a contornar o jacto. Em consequência forma-se uma célula de circulação secundária. Esta célula assegura a circulação desde os 105 km, região da frente, até à costa e caracteriza-se por velocidades mais baixas devido ao acoplamento das camadas. O afloramento de água ocorre junto à costa e parcial afundamento aos 105 km. Na célula principal as velocidades são muito mais elevadas. A deriva para o largo nesta célula faz-se desde os 105 km sob a frente e por conservação do transporte existirá afloramento de água neste local. As duas circulações não se podem entender evidentemente como fechadas.

O forte gradiente de densidade zonal (fig. 2.10b) que se faz sentir na frente impõe um constante ajustamento. Este proporciona o aparecimento de um escoamento forte e cisalhado, máximo entre os 15 e 20 km de distância da costa à superfície. É o efeito da rotação sob a estratificação que impossibilita o rearranjo completo e limita o movimento na frente à componente longitudinal, que por equilíbrio geostrófico se mantém na ausência de vento (fig. 2.10c).

2.4 Comparação de transportes teóricos e simulados

Nesta subsecção é apresentada uma comparação entre os transportes simulados e os teóricos calculados. Pretende-se averiguar de que forma o transporte pelas correntes simuladas, tanto no caso estratificado como no homogéneo, se aproximam dos transportes previstos pelas equações teóricas.

Na Fig. 2.11a apresentam-se os transportes zonais da camada limite de superfície simulados onde se observa que o comportamento do transporte zonal na plataforma se divide em dois troços distintos em condições estratificadas. Este comportamento é coincidente com a circulação principal e secundária definidas na secção anterior. Entre os 105-120 km o transporte zonal distancia-se do previsto por Ekman, devido ao acoplamento das camadas nesta região. Em direcção ao largo o transporte ultrapassa ligeiramente o teórico. Para os 90 – 105 km, região de convergência entre o jacto costeiro e o escoamento para o largo, o transporte é ligeiramente inferior ao previsto por Ekman.

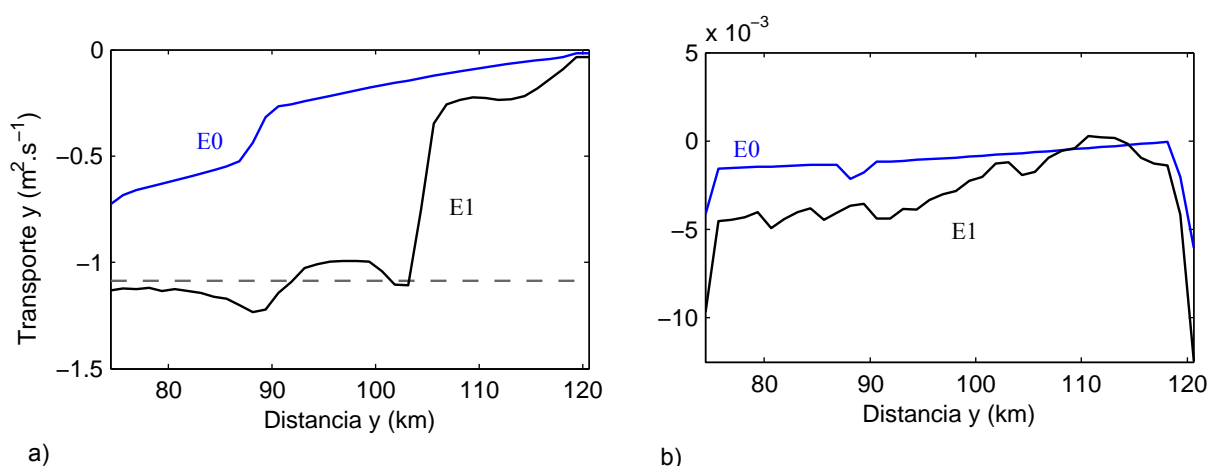


Figura 2.11 – Transportes zonais simulados em função da distância y para o último instante forçado, a) na camada de superfície afectada pela deriva e b) em toda a coluna de água. A azul para a configuração da simulação $E0$ e a preto para $E1$. A cinzento tracejado o respectivo transporte previsto pelo modelo de Ekman (eq.1). O transporte é negativo para o largo e positivo para a costa.

A deriva sem estratificação fica muito aquém destes valores. Os transportes simulados na camada de superfície e teóricos calculados (fig. 2.11a) confirmam que o acoplamento das camadas é uma constante em toda a plataforma e como consequência os transportes gerados à superfície são muito inferiores, em especial desde os 90 aos 120 km. De acordo com esta figura e recordando a secção de velocidades obtidas na fig. 2.5, verifica-se como sem estratificação também existem duas estruturas de circulação, em que a partir dos 90 km as velocidades são inferiores devido à maior mistura vertical. O transporte integrado resultante não é significativo (fig. 2.11 b). A deriva para o largo é sempre superior ao transporte para a costa na ordem dos $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, à excepção da região aos 110 km.

Também Lentz (2001) constatou que, na plataforma da Carolina do Norte, quando a coluna de água estava estratificada o transporte era em média igual ao teórico enquanto após mistura o valor era menor.

Os transportes teóricos utilizados para comparação do transporte integrado paralelo à costa podem ser obtidos através das equações do movimento para as águas pouco profundas (eqs. 2 e 3), considerando apenas um escoamento permanente de retorno para a costa, obtém-se a equação 8, e considerando a presença da tensão de fundo a equação 9:

$$U_t = u_*^2 t e^{\frac{y}{R}} \quad (8)$$

$$U_{tb} = \frac{u_*^2 H}{r} \left(1 - e^{-\frac{r}{H} t} \right) \quad (9)$$

O termo U representa o escoamento ao longo de toda a coluna de água, u_*^2 é a velocidade de atrito e r o coeficiente de atrito no fundo.

Em ambos os escoamentos, estratificado e não estratificado, a camada de fundo desenvolve-se ao longo do tempo, pelo que os transportes integrados aproximam-se da escala teórica U_{tb} que tem em conta o estabelecimento de uma camada limite de fundo (fig. 2.12). A outra solução teórica U_t prevê um aumento indefinido do transporte longitudinal com o tempo o que evidentemente não é realista.

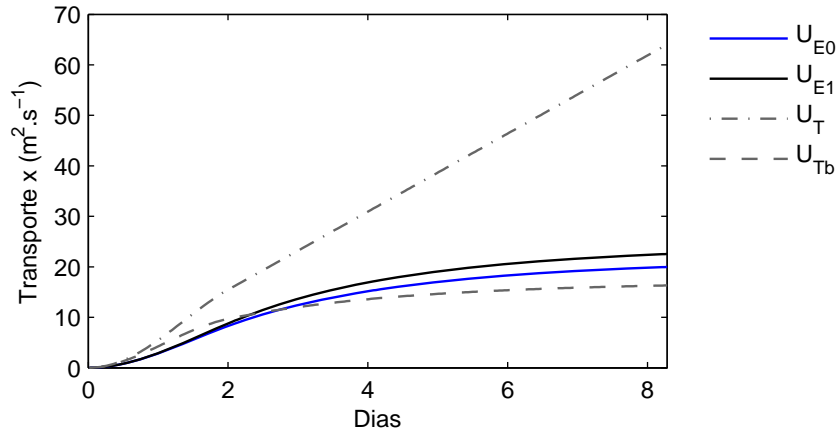


Figura 2.12 – Evolução temporal do transporte longitudinal (média global para a plataforma). Para a configuração homogénea (azul), estratificada de acordo com a configuração 1 (preto). Para a solução das equações das águas pouco profundas sem (cinzento ponto-traço) e com atrito de fundo (cinzento tracejado).

2.5 Balanço de momento

O estudo de balanço de momento foi realizado para os resultados das configurações homogénea ($E0$) e estratificada ($E1$), através das equações 2 e 3 para o balanço zonal e longitudinal. Os termos destas equações linearizadas correspondem ao integrado verticalmente. Todos os termos são calculados através dos resultados obtidos, à excepção da tensão do vento, onde se utilizou a função de forçamento do modelo (eq. 6). O cálculo do termo tensão de fundo foi realizado de acordo com a teoria (eq. 10), onde se utilizou a densidade de referência (ρ_0) de 1026 kgm^{-3} , o coeficiente de atrito (r) igual ao imposto no modelo, $3 \times 10^{-4} \text{ m/s}$, e a velocidade longitudinal no fundo (u_{fundo}) resultado do modelo.

$$\tau_b^x = r \times \rho_0 \times u_{fundo} \quad (10)$$

Para que a representação matemática dos termos se trata-se efectivamente de um balanço, todos os termos de momento foram colocados no lado esquerdo da equação, obtendo-se as equações seguintes:

$$\text{Momento zonal (y): } \frac{\partial V}{\partial t} + fU + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (11)$$

$$\text{Momento longitudinal (x): } \frac{\partial U}{\partial t} - fV - \frac{\tau_w^x}{\rho_0} + \frac{\tau_b^x}{\rho_0} = 0 \quad (12)$$

A análise está repartida por duas subsecções diferentes: na primeira é abordada a acção aceleradora do vento durante o processo de *spin-up*, e na segunda a resposta do sistema na ausência de vento durante o período de *spin-down* apenas para a configuração estratificada.

2.5.1 A acção do vento (*spin-up*)

Para o caso mais simples de um fluido não estratificado, o momento de balanço apresentado para a isóbata dos 53 m representa genericamente o que se passa ao longo da plataforma (fig. 2.13). Longitudinalmente (fig. 2.13b), à medida que a tensão do vento aumenta nos primeiros dias acelera o escoamento paralelo à costa até um valor máximo no segundo dia, mais precisamente para o dia 1.51. A interacção do escoamento com o fundo é responsável pela desaceleração deste termo. Ao fim de nove dias na região da plataforma interna, a tensão de fundo e de superfície asseguram por completo o balanço longitudinal (fig. 2.13b). O termo da tendência da velocidade representa também o crescimento do termo da força coriolis na componente zonal (fig. 2.13a) que se encontra em equilíbrio geostrófico com o gradiente da superfície livre. Estes dois últimos termos estabelecem o balanço de momento zonal. A componente integrada da velocidade zonal, responsável pela dinâmica do afloramento, é insignificante nas equações de momento integradas pois o transporte no fundo e à superfície tende a anular-se. Os resíduos estão na sua generalidade acima de zero à excepção do primeiro e do segundo dia no balanço longitudinal.

Os termos de balanço fundamentais no desenvolvimento do afloramento costeiro para uma plataforma não estratificada são portanto:

$$\text{Momento zonal (y): } fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (13)$$

$$\text{Momento longitudinal (x): } \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\tau_w^x}{\rho_0} - \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \quad (14)$$

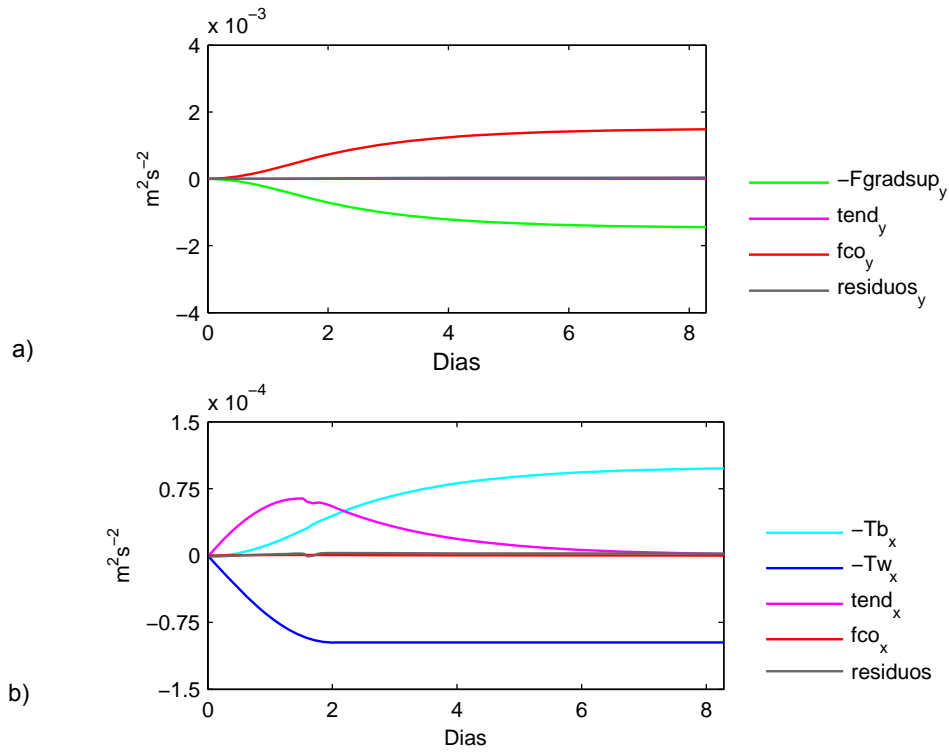


Figura 2.13 – Termos da equação linearizada de momento integrados verticalmente para o caso homogéneo em função do tempo para a isóbata dos 53.40 m, em a) para a componente zonal (eq. 3) e em b) para a longitudinal (eq. 2).

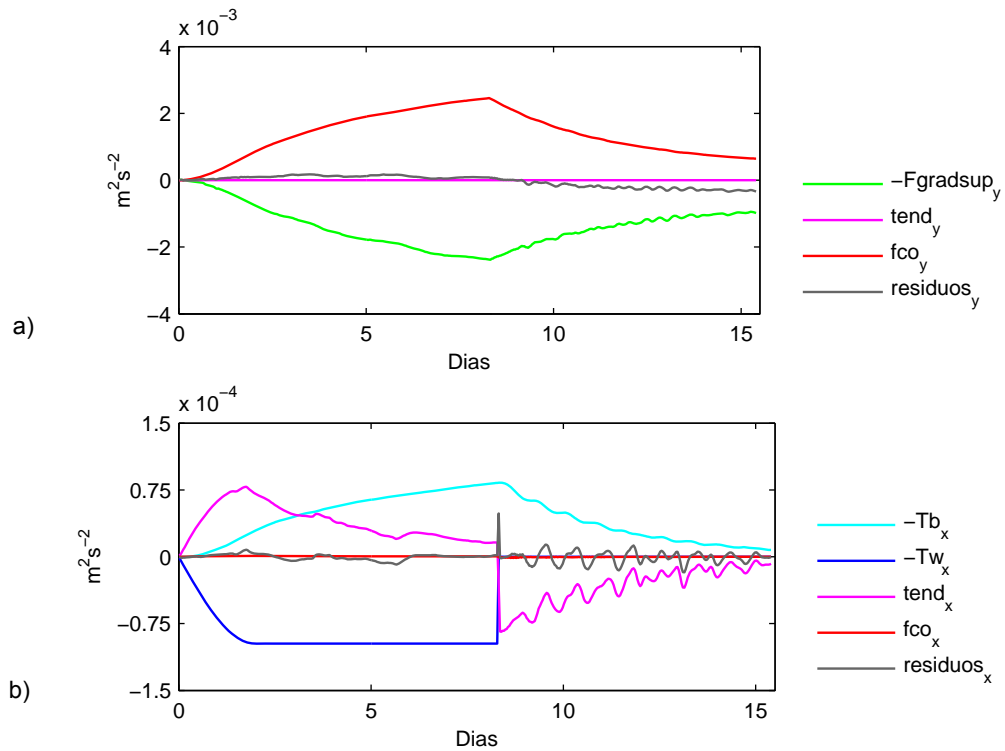


Figura 2.14 – Termos da equação linearizada de momento integrados verticalmente para a experiência 1 em função do tempo para a isóbata dos 93.00, em a) para a componente zonal (eq. 3) e em b) para a longitudinal (eq.2).

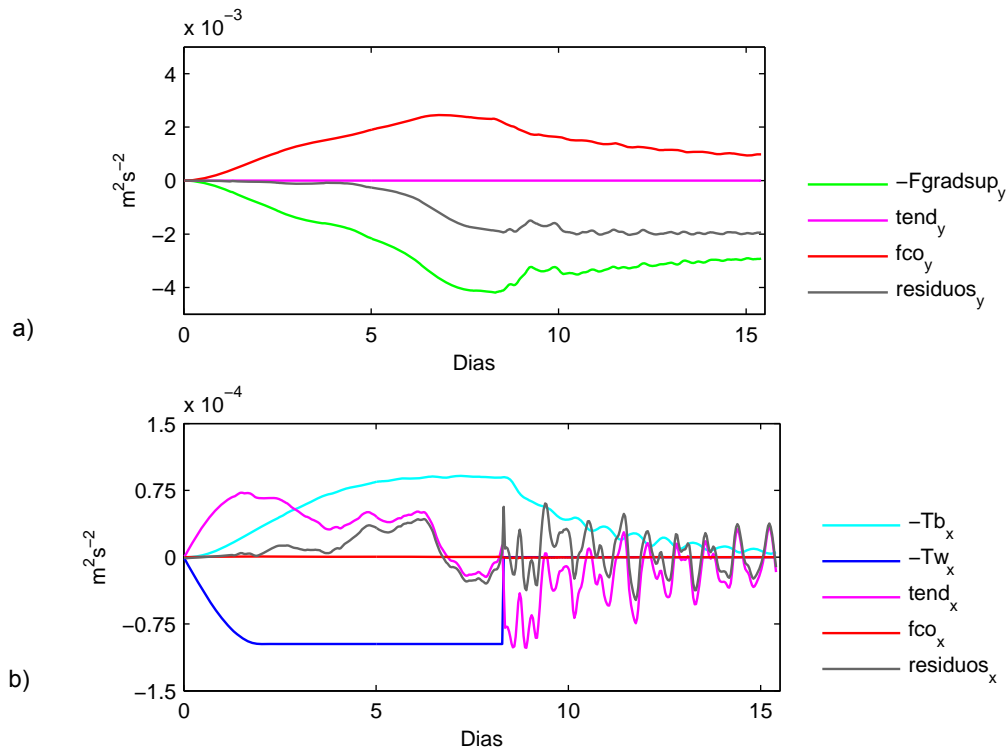


Figura 2.15 – Termos da equação linearizada de momento integrados verticalmente para a experiência 1 em função do tempo para a isóbata dos 53.40 m, em a) para a componente zonal (eq. 3) e em b) para a longitudinal (eq. 2).

Para a simulação com estratificação, os termos estão representados na fig. 2.14 e 2.15 para todo o evento, sendo que nesta subsecção só será abordado o período forçado até ao dia 8.3. Para os primeiros dias o comportamento dos termos no perfil A (fig. 2.14) é semelhante ao do fluido não estratificado. Com o desenvolvimento do afloramento os termos do equilíbrio geostrófico (fig. 2.14a) tornam-se mais elevados devido à influência da estratificação. Não se atinge o equilíbrio entre tensão de fundo e tensão de superfície (fig. 2.14b), pelo que a camada de fundo continua a evoluir até ao último dia forçado para a simulação com estratificação. Também aqui os resíduos são muito pequenos, pelo que se considera que as anteriores equações 13 e 14 também são adequadas.

O estabelecimento da frente próximo da localização do perfil B (fig. 2.15) leva ao desequilíbrio das equações utilizadas. A partir do segundo dia devido ao extraordinário aumento do gradiente da superfície livre próximo da frente (fig. 2.15a) o balanço zonal é negativo. Deixa de existir equilíbrio entre o gradiente da superfície livre e a força de coriolis. A aceleração do escoamento longitudinal (fig. 2.15b) próximo da frente, provoca um excesso no balanço longitudinal. A partir do sétimo dia o termo tendência decai para valores negativos, pelo que o escoamento passa a ser desacelerado. Esta interrupção na velocidade também é detectável pela fig. 2.9 através de velocidades à superfície mais baixas à esquerda do jacto devido ao afloramento de água que ocorre neste local.

Os resíduos ilustram o desvio relativamente ao equilíbrio do balanço de momento. Para a situação não estratificada (fig. 2.16) o termo de coriolis é sempre ligeiramente superior ao do gradiente da superfície na componente zonal e, na longitudinal é a tendência do escoamento que contribui para o ligeiro excesso. Na costa este comportamento é perturbado pelo gradiente da superfície livre em x , pois este é calculado utilizando diferenças centradas e na componente y é a tensão de fundo que diminui devido à redução da velocidade longitudinal reproduzida pelo modelo junto à costa. Os resíduos obtidos, quando observados comparativamente escala dos termos de momento, são insignificantes e portanto considera-se que para um fluido não estratificado a solução obtida pela equação linearizada permite um bom diagnóstico do evento em estudo.

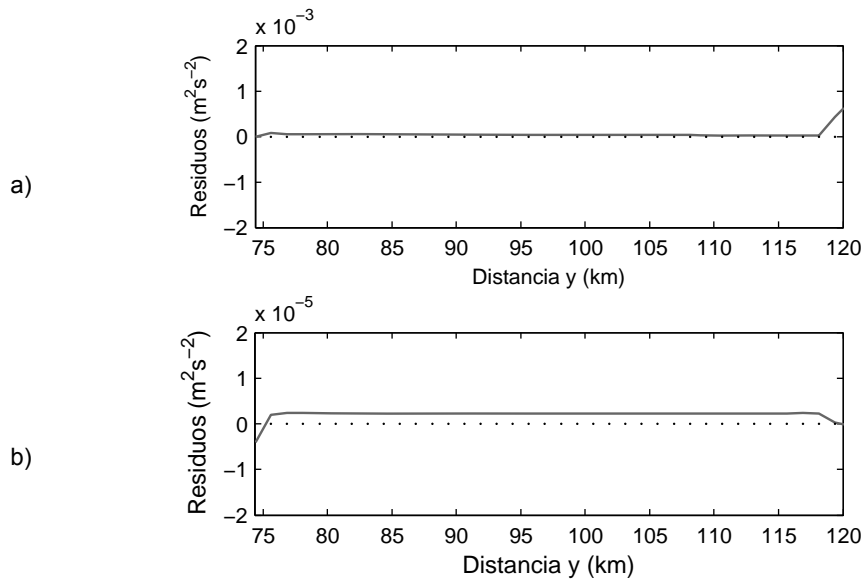


Figura 2.16 – Balanço de momento (em N.m) final no último dia forçado para cada ponto da malha na plataforma, para a simulação não estratificada.

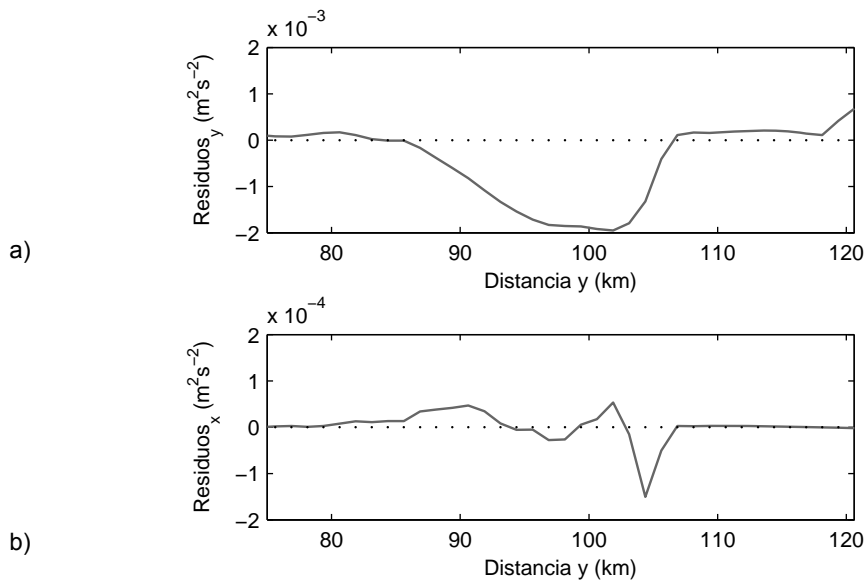


Figura 2.17 – Balanço de momento (em Nm) final no último dia forçado para cada ponto da malha na plataforma, para a simulação estratificada.

Para a configuração estratificada tipo termoclina as equações utilizadas produzem resíduos elevados próximo da frente que não podem ser desprezados. No gráfico dos resíduos (fig. 2.17) entre os 86 e 106 km, área do jacto costeiro, as equações não são capazes de diagnosticar o escoamento. As equações falham aquando da evolução do sistema de barotrópico para baroclínico.

A presença de massas de água que ocupam volumes distintos, por possuírem diferentes densidades, produz um acentuado gradiente nesta região (fig. 2.17a). O sistema de equações adoptado previa um equilíbrio entre a força de coriolis e o gradiente de superfície livre porque foi formulado considerando

um meio homogêneo. Considerando que existe estratificação a equação de momento zonal para um ponto na malha vertical é:

$$\begin{aligned}\frac{\partial v}{\partial t} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \Leftrightarrow \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \Leftrightarrow \\ fu &= -\frac{\rho_0 g}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^0 \rho dz\end{aligned}\quad (15)$$

O equilíbrio geostrófico entre força de coriolis e força do gradiente zonal de pressão deverá existir num estado estacionário. A força do gradiente de pressão é igual à força do gradiente da superfície livre mais um termo de correcção baroclínica que advém da presença de estratificação. O primeiro termo é positivo e resulta num escoamento u uniforme em profundidade. O segundo é negativo e aumenta em profundidade. Uma vez que o primeiro termo é superior ao segundo, u resulta num escoamento positivo com efeito de corte. À superfície o jacto é forçado pelo desnível da superfície livre e à medida que se desce em profundidade o termo baroclínico vai ganhando importância. Como tal o jacto está concentrado à superfície.

É pelo descrito anteriormente que não existe equilíbrio zonal de acordo com a anterior equação adoptada em y . A força de coriolis deixa de ser equilibrada unicamente pelo gradiente de superfície livre e é necessário ter em conta um sistema estratificado em que o equilíbrio geostrófico depende também do termo baroclínico.

Para o momento longitudinal (fig. 2.17b) o termo da tendência não é equilibrado por nenhum dos outros dois termos presentes. O deslocamento da frente para o largo provoca um aceleração à sua esquerda e um consequente desaceleração à sua direita. Dos 86 aos 103 km existe aceleração de u , com uma interrupção entre 95 – 100 km devido ao afloramento de água, e posteriormente existe desaceleração até aos 106 km. Segundo Allen (1994) a tendência na camada de superfície é equilibrada pelos termos de advecção que nas equações utilizadas linearizadas foram desprezados. O elevado gradiente de velocidade longitudinal na região da frente aumenta os termos de advecção horizontal e vertical. Considerando que existe estratificação a equação de momento longitudinal seria para um ponto na malha vertical:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\tau_w^x}{\rho_0} - \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \Leftrightarrow \\ \frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= \frac{\tau_w^x}{\rho_0} - \frac{\tau_b^x}{\rho_0}\end{aligned}\quad (16)$$

Como a experiência formulada é uniforme em x , os termos de advecção a considerar para um ponto na malha vertical seriam a advecção zonal e vertical.

Integrando verticalmente estas duas últimas equações, na eq. 15 conservariamos o termo baroclínico que conjuntamente com a força do gradiente de superfície livre é responsável pelo equilíbrio geostrófico, e na eq. 16 a advecção zonal desapareceria, pois o movimento zonal integrado deverá anular-se, e ficaríamos unicamente com a advecção vertical que deverá equilibrar o termo tendência. Ainda assim, estaríamos sob um sistema de equações que apenas explica o escoamento a duas dimensões e que carece de representação vertical devido à baroclinicidade intrínseca ao afloramento. As equações 15 e 16 são válidas para um sistema estratificado para qualquer profundidade, mas a sua aplicação não é tão simples, seria necessário aplicar estas equações a vários níveis de profundidade z e

ter em conta a contribuição de cada termo a essa mesma profundidade. Deste modo as equações linearizadas integradas tornam-se numa ferramenta rápida para avaliar o comportamento de cada um dos termos presente, mesmo num fluido estratificado.

2.5.2 O relaxamento do evento (*spin-down*)

O cessar do vento no nono dia é seguido de oscilações inerciais em ambas as componentes u e v como referido na secção 2.3.2. De acordo com a fig. 2.15, o escoamento assume um comportamento oscilatório já no segundo dia, mas este torna-se dominante durante o relaxamento. As oscilações inerciais estão bem presentes desde o início até ao fim da simulação. O desaceleramento da componente longitudinal é então acompanhado por um movimento oscilatório (fig. 2.15 e 2.14) com período inferior a um dia (≈ 0.72 dias).

Na direcção y a assinatura do jacto costeiro mantém-se até ao último dia de simulação com um extraordinário gradiente de superfície livre (fig. 2.15a). Apesar do decaimento do termo gradiente a partir do momento em que o forçamento se extingue, as duas massas de água dispostas lado a lado tendem a conservar o tal aumento extraordinário. Em x na ausência de vento a tendência da velocidade oscila para zero e a tensão de fundo é a única força presente (fig. 2.15b). O forçamento e enfraquecimento do sistema estão a cargo da componente longitudinal, o processo de *spin-up* é assegurado pelo vento e o de *spin-down* pela tensão de fundo.

3. Simulação de um caso real em 3D - Circulação na plataforma do Golfo de Cádiz

3.1 A circulação no Golfo de Cádiz

O Golfo de Cádiz é a sub-bacia onde, numa primeira fase, os processos de troca entre o Atlântico Norte e o Mediterrâneo têm lugar. Os seus limites a norte, a este e a sul estão bem definidos pela costa sudoeste da Península Ibérica, pelo Estreito de Gibraltar e pela costa Atlântica de Marrocos, respectivamente. Na costa Ibérica as características geográficas mais relevantes são o Cabo de Santa Maria (CSM), de São Vicente (CSV) e de Trafalgar (CT) (fig. 1.1). A este do Cabo de Santa Maria a plataforma continental é extensa seguida de uma suave vertente, enquanto que para oeste é estreita e interrompida por canhões submarinos (Criado-Aldeanueva et al., 2006). O CSM divide a plataforma continental em duas metades, o que pode levar a uma circulação independente em cada uma das partes (Garcia-Lafuente et al., 2006).

De acordo por Peliz et al. (2009), a circulação no Golfo é descrita por duas células (fig. 3.1). Uma de circulação ciclónica ao largo, constituída pelo núcleo inferior de água mediterrânica em profundidade e pela corrente de água atlântica nos níveis superiores. A outra célula, costeira e de circulação anticiclónica, estabelece-se entre o núcleo superior mediterrânico e a corrente da vertente do Golfo de Cádiz.

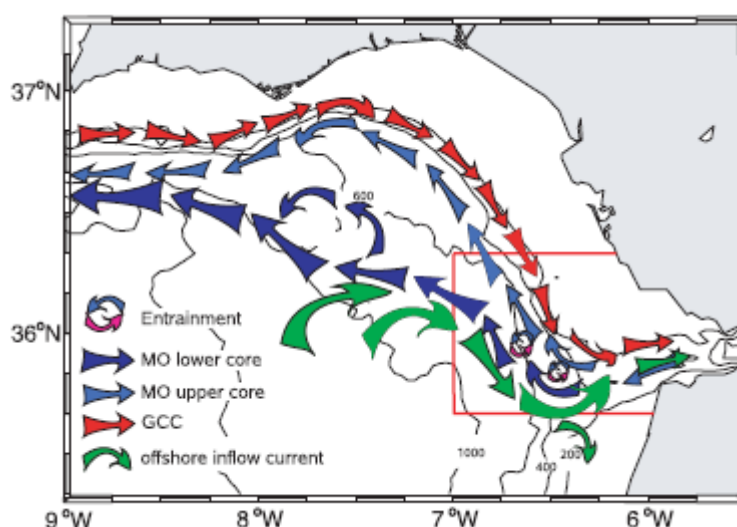


Figura 3.1 – Representação esquemática das correntes médias na vertente do Golfo de Cádiz. As setas a azul representam a descarga mediterrânea para o núcleo superior (*MO upper core*) e inferior (*MO lower core*), a vermelho o escoamento médio da componente influxo de costeira (GCC) e a verde a contribuição ao largo (*Offshore inflow current*) (de Peliz et al., 2009).

A corrente da vertente do Golfo de Cádiz (GCC) está presente nas experiências desenvolvidas por Peliz et al. (2007, 2009), durante o verão e inverno ao longo da vertente, desde a região mais a norte até ao Estreito de Gibraltar. Trata-se de um escoamento forçado sobretudo de este para complementar o transporte necessário para o influxo do Atlântico para o Mediterrâneo, contribuindo aproximadamente em 40%. Apesar de no modelo proposto a sazonalidade desta corrente não ser clara, dados de uma campanha oceanográfica demonstram um decréscimo durante os meses de Inverno (Novembro-Janeiro) e ao mesmo tempo mostram uma fraca co-variância entre a corrente e o vento. Este estudo sugere que a corrente na vertente, ao contrário do que seria de esperar, não é influenciada pelo forçamento atmosférico da região, mas sim pela sazonalidade existente no estreito em consequência das trocas que aí ocorrem.

A frente de Huelva ou *Huelva front* como é conhecida é um fenómeno que ocorre a sul de Huelva. Descrita por Stevenson (1977) pela primeira vez, consiste num filamento de água mais fria que se estende desde o CSM em direcção a sudeste ao longo do bordo e vertente continental. Trabalhos posteriores associam este fenómeno ao regime do vento e ao afloramento costeiro (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997). Contudo, de acordo com os resultados de Peliz et al. (2009) este fenómeno costeiro poderá não estar associado a afloramento forçado pelo vento, tal como a corrente da vertente.

3.2 Configuração do modelo ROMS

A simulação oceanográfica foi realizada com o modelo ROMS (Schepetkin and McWilliams, 2005) para o ano de 2008 para a região do Golfo de Cádiz – Mar de Alborão, no Instituto de Oceanografia pelo Dr. Álvaro Peliz. O modelo foi forçado por resultados de uma simulação WRF (Skamarock et al., 2008), validada por Soares et al. (2012), de 4 em 4 horas e com uma resolução de 9 km. A tensão do vento e fluxos atmosfera-oceano foram calculados internamente utilizando a formulação *bulk*. A temperatura e salinidade inicial para as condições fronteira abertas foram retiradas de MEDATLAS (Mediterranean Hydrographic Atlas), para o lado mediterrâneo e de WOA2005 (World Ocean Atlas) para o Atlântico. O domínio oceânico (fig. 3.2) possui uma resolução de aproximadamente 2x2 km e 32 níveis verticais sigma com um moderado alongamento à superfície ($\theta_s=4$, $\theta_b=0$). A simulação correu para um passo de tempo de 200 segundos e os resultados correspondem a médias de 6 horas. Uma descrição detalhada da configuração do modelo é apresentada em Peliz et al. (submetido). Neste capítulo será analisado o resultado da simulação durante o período de reestratificação (Março-Julho) para a região do Golfo de Cádiz, desde o CSM até ao Estreito de Gibraltar (fig. 3.2).

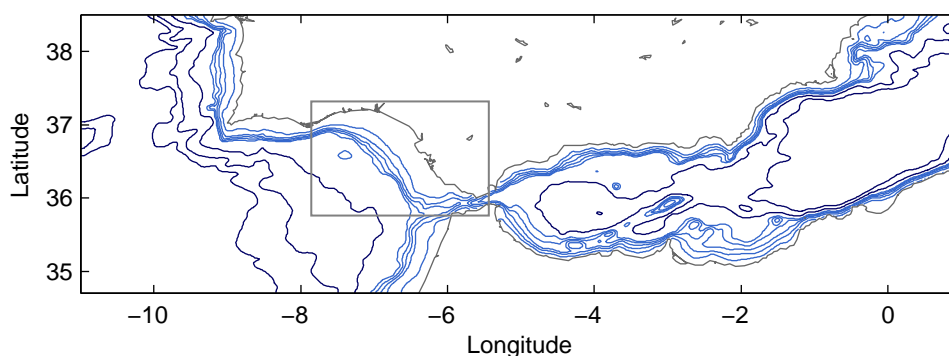


Figura 3.2 – Mapa do domínio do modelo ROMS e topografia. A azul mais claro as isóbatas 0 - 500m a cada 100 m e a azul mais escuro a cada 1000 m. No rectângulo cinzento está delimitada a zona de estudo.

3.3 A plataforma continental

O estudo dos resultados da simulação foi confinado à região da plataforma presente na fig. 3.3, desde o Cabo de Santa Maria até ao estreito de Gibraltar. As secções escolhidas 1, 2 e 3 são perpendiculares à costa, pelo que foi possível fazer uma decomposição do movimento numa componente paralela (longitudinal) e noutra perpendicular (zonal) à costa. Em relação aos pontos escolhidos A, B e C faziam parte de uma série de seis localizações em estudo, optou-se apenas por estes três uma vez que o ponto B é representativo do comportamento da corrente e do vento na plataforma continental, o ponto A situa-se na zona de afloramento preferencial, definida posteriormente, e o ponto C na vertente.

De acordo com os resultados, durante o período analisado de Março a Julho a plataforma continental encontra-se estratificada. Os perfis de densidade no ponto A (fig. 3.4) representam bem a plataforma continental. O primeiro perfil, do mês de Março, é estável e composto por uma isopícnica a partir dos 5 m de profundidade, em consequência do perfil de temperatura. À medida que o golfo experiencia o aquecimento estival, verifica-se o aumento da densidade e da estratificação em todo o golfo. Para o mesmo ponto no dia 1 de Julho a estratificação aumenta e a anomalia da densidade diminuiu desde a superfície até ao fundo. Ao mesmo tempo o aquecimento é interrompido sistematicamente por

fenómenos de afloramento. Para o dia 6 de Julho o perfil desloca-se para a direita devido à presença de águas mais frias, mas a estratificação mantém-se desde os 5 aos 20 m de profundidade.

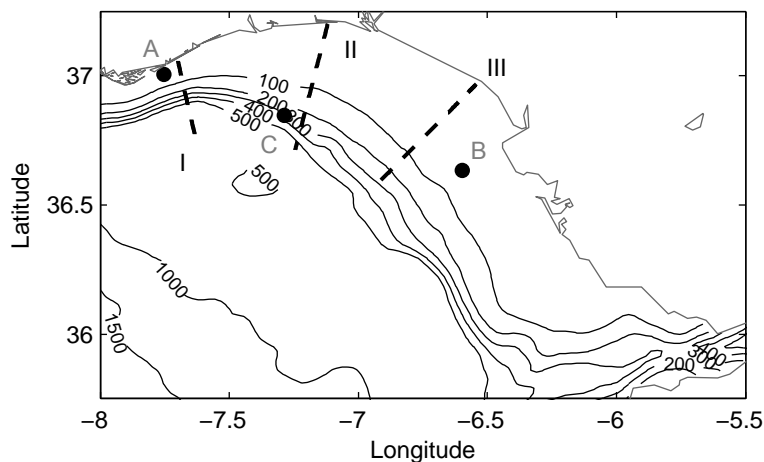


Figura 3.3 – Batimetria utilizada no modelo ROMS para a região este do Golfo de Cádiz. Seleccionaram-se três secções perpendiculares à costa (1, 2 e 3) e três pontos, A e B na plataforma e C na vertente continental.

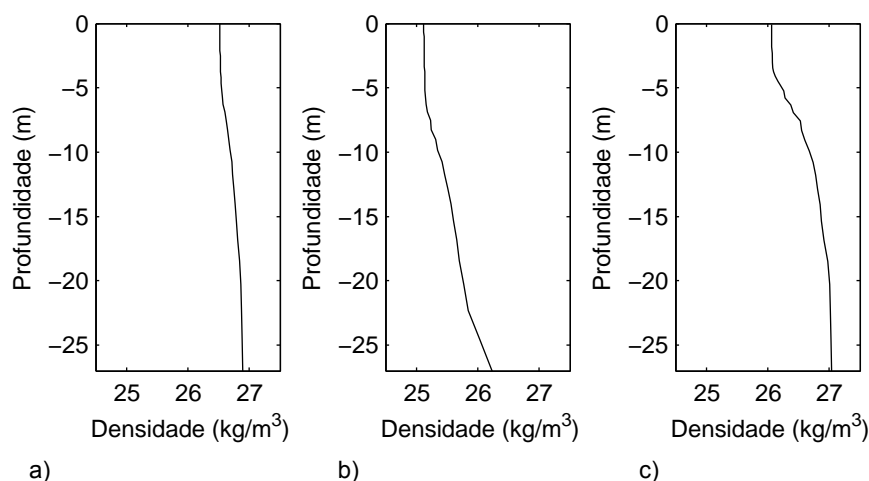


Figura 3.4 – Perfil médio da anomalia da densidade em kg^3/m no ponto A para a) dia 4 de Março (situação sem afloramento), b) dia 1 de Julho (situação sem afloramento) e c) dia 6 de Julho (situação com afloramento).

Na fig. 3.5 apresentam-se a temperatura e a salinidade à superfície médias no golfo de Março a Julho. Numa primeira análise identificam-se três regiões na plataforma que correspondem a: pluma do rio Guadalquivir; zona de aquecimento superficial e zona preferencial de afloramento costeiro. A descarga do rio Guadalquivir faz-se na costa nordeste a norte de Cádiz e por isso observa-se uma diminuição da salinidade com valores muito inferiores (34) sensivelmente entre os 36.5° e os 37° de latitude. A região de temperaturas mais elevadas à superfície na plataforma estende-se ao longo da costa nordeste compreendendo a região anterior. A progressão da pluma do rio ao longo desta região leva a um aumento da estratificação, logo da estabilidade, inibindo a mistura vertical. O vento simulado (resultados WRF) para esta área é em geral mais fraco. Os resultados sugerem que a combinação entre um menor forçamento atmosférico e uma maior estabilidade na zona costeira a nordeste levam à realimentação positiva de um forte aquecimento superficial.

Verificou-se que a região preferencial de afloramento, isto é, a região em que este ocorre com mais frequência, e também onde aparece em primeiro lugar, vai desde o CSM, onde se funde com o afloramento do lado oeste do CSM, até próximo dos 7°W de longitude. Durante eventos mais intensos

o afloramento estende-se para maiores longitudes, formando uma única assinatura de água mais fria até ao estreito (fig. 3.5 e 3.13). Foram detectados quatro eventos principais de afloramento costeiro.

As regiões descritas anteriormente dizem respeito a um estado médio durante a Primavera – Verão. Enquanto o afloramento é um processo intermitente, a pluma do rio Guadalquivir e o aquecimento diferencial são características quase permanentes ao longo dos meses em estudo.

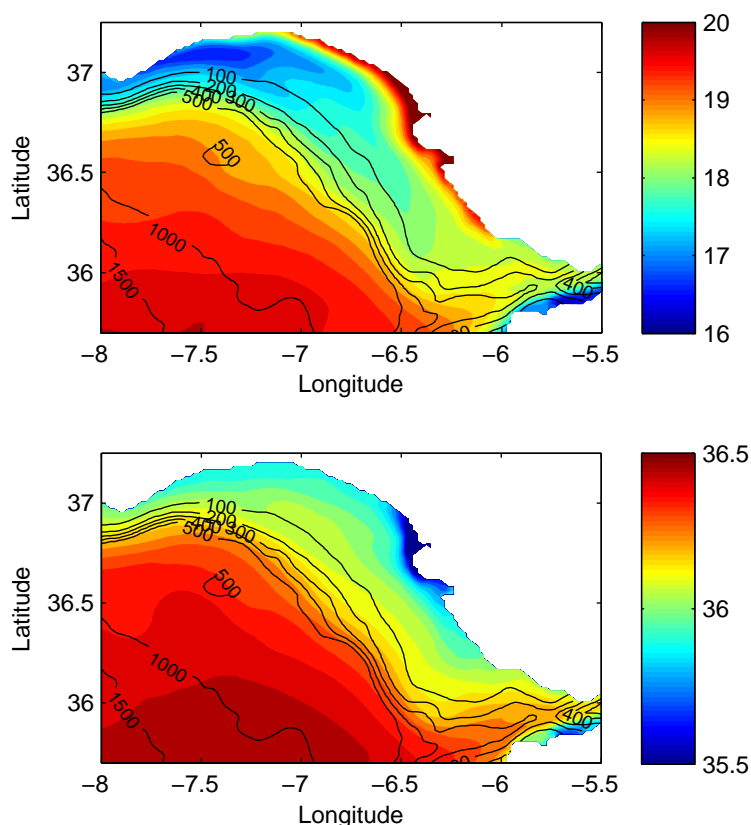


Figura 3.5 – Estado médio do mar de Março a Julho para a região em estudo, em cima a temperatura (°C) e em baixo a salinidade.

3.4 O vento e a corrente

Na fig. 3.6 e 3.7 observa-se a distribuição do vento na plataforma para o ponto A e B e na fig. 3.8 e 3.9 a sua evolução no tempo. Considera-se que o vento é uniforme na zona de estudo, sendo o ponto B mais representativo do estado do vento na plataforma do que o A, uma vez que este está sujeito à proximidade do CSM.

No ponto A (fig. 3.6) as direcções predominantes vão desde norte (0°) a sudoeste (225°). É mais intenso de sudoeste, com velocidades que atingem o patamar dos 14 – 16 m/s. Pontualmente o vento de este também atinge velocidades entre os 12 – 14 m/s. No ponto B (fig. 3.6) a distribuição na rosa-dos-ventos mostra essencialmente rumos do quadrante oeste, sensivelmente entre os 245° até aos 340° , mas com velocidades inferiores a 14 m/s. Para este ponto as maiores velocidades sentidas (14 – 16 m/s) ocorrem para direcções menos frequentes. De acordo com os dois pontos analisados, na plataforma o vento é essencialmente oeste, com maior percentagem de noroeste, e com alguns fenómenos intensos de levante.

Observado a evolução diária do vento para ponto B (fig. 3.8) verifica-se que este assume todas as direcções e que as inversões de rumo são permanentes. Definiram-se três períodos principais de acordo com o vento predominante: (1) Noroeste, de Março a princípios de Abril, (2) Sudoeste no mês de Abril e (3) Noroeste e Oeste, de finais de Abril a final de Julho. Também em A estes períodos são

identificados embora o vento nesta região se encontre mais polarizado devido à proximidade do CSM (fig. 3.9). Em relação à corrente na plataforma, ao compararmos as correntes obtidas em A e B (fig. 3.8 e 3.9) constatamos que estas têm direcções Norte - Sul opostas. Tal deve-se ao facto de a corrente estar alinhada com a respectiva batimetria local, assim que as correntes em A são predominantemente para nordeste e em B para sudeste. A corrente integrada é portanto para este, sugerindo que a circulação é feita da esquerda para a direita em direcção ao estreito de Gibraltar, ao mesmo tempo que é constrangida pela configuração da costa próxima.

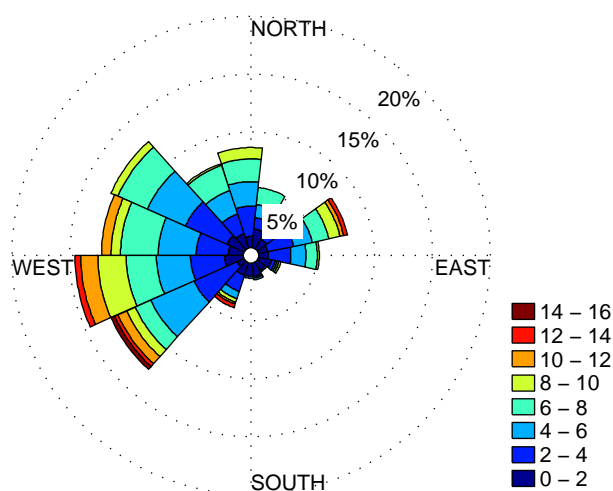


Figura 3.6 – Histograma do vento (produto WRF) para o ponto A. As barras representam a percentagem numa dada direcção e as cores o intervalo de intensidades em m/s.

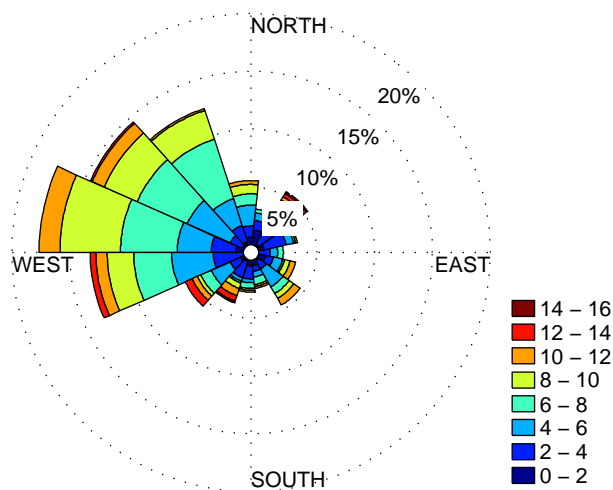


Figura 3.7 – Histograma do vento (produto WRF) para o ponto B. As barras representam a percentagem numa dada direcção e as cores o intervalo de intensidades em m/s.

Mais em detalhe para o ponto B (fig. 3.8) observa-se que a corrente integrada assume as direcções sudeste e noroeste. Para os períodos de vento definidos acima (1), (2) e (3) a corrente assume sempre estas duas direcções. De forma genérica à corrente para sudeste corresponde vento para sudeste e este (vento noroeste e oeste) e identificando as inversões da corrente de sudeste para noroeste, constatamos que são em grande medida coincidentes com vento para noroeste ou para nordeste, em suma vento

para norte (vento sul segundo a convenção meteorológica). Observa-se claramente para este ponto uma correspondência entre o vento e a corrente integrada na plataforma.

Para o ponto A (fig. 3.9) o comportamento é diferente uma vez que se situa nas proximidades do CSM. Na fig. 3.10 apresentam-se os vectores vento e corrente rodados segundo a direcção de máxima variância do vector vento, que corresponde a uma rotação de 76.4° no sentido directo. Verifica-se que vento e corrente são maioritariamente positivos em y com alguns episódios no sentido negativo. Existem doze inversões significativas da corrente para valores negativos, em que onze delas são coincidentes com inversões do vector vento. Para a inversão restante, representada por uma seta a cinzento na figura, a relação não é tão clara, mas verifica-se ao mesmo tempo o decaimento da média diária do vector vento. De acordo com a direcção preferencial da corrente integrada, a rotação do vector corrente em relação ao vector vento faz-se para a esquerda. A circulação costeira é constrangida pela irregularidade da costa e da batimetria da plataforma, pelo que após a passagem pelo CSM o escoamento tende a seguir a linha de costa. Voltando à fig. 3.9 observa-se que tanto a corrente preferencial no ponto A para nordeste como as inversões para sudoeste são sempre paralelas à costa próxima.

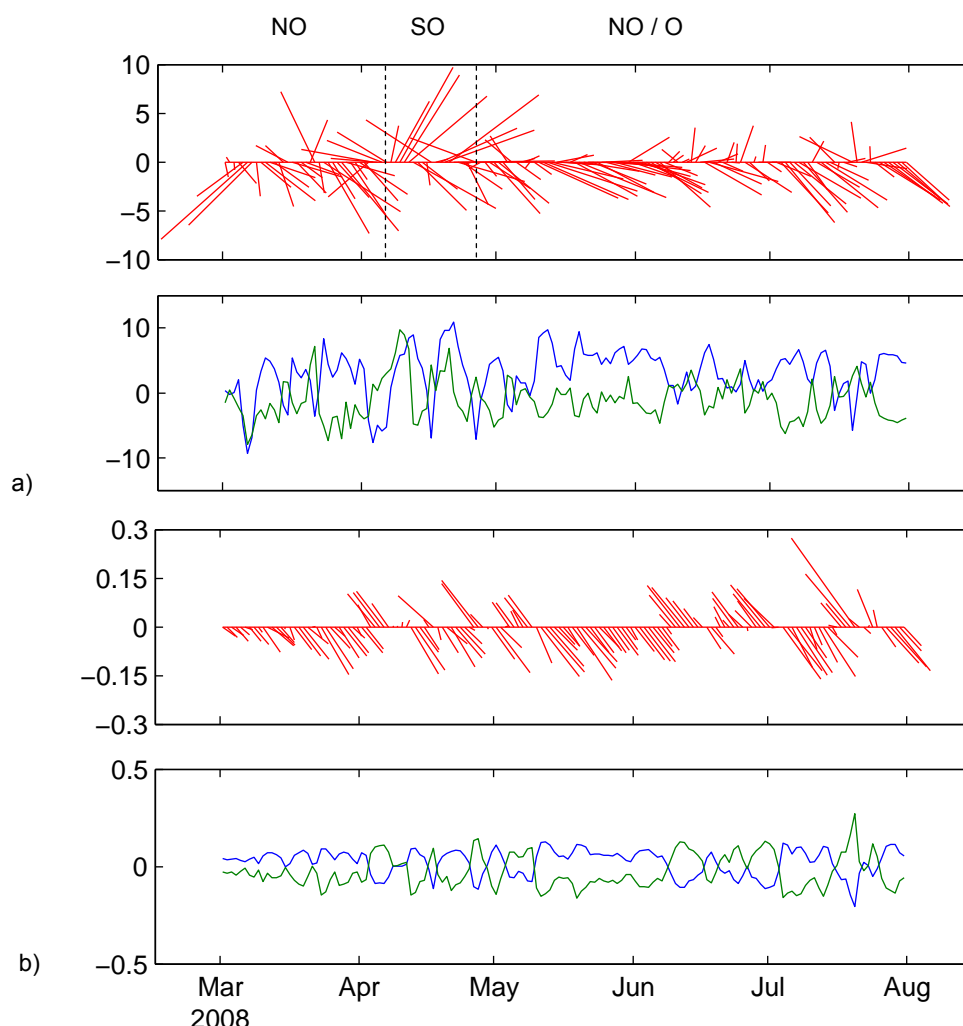


Figura 3.8 – Comparação da evolução temporal do vento médio diário (a) e da corrente média diária correspondente integrada verticalmente (b) para o ponto B em m/s: a vermelho um *stick plot* e a decomposição em u (azul) e em v (verde).

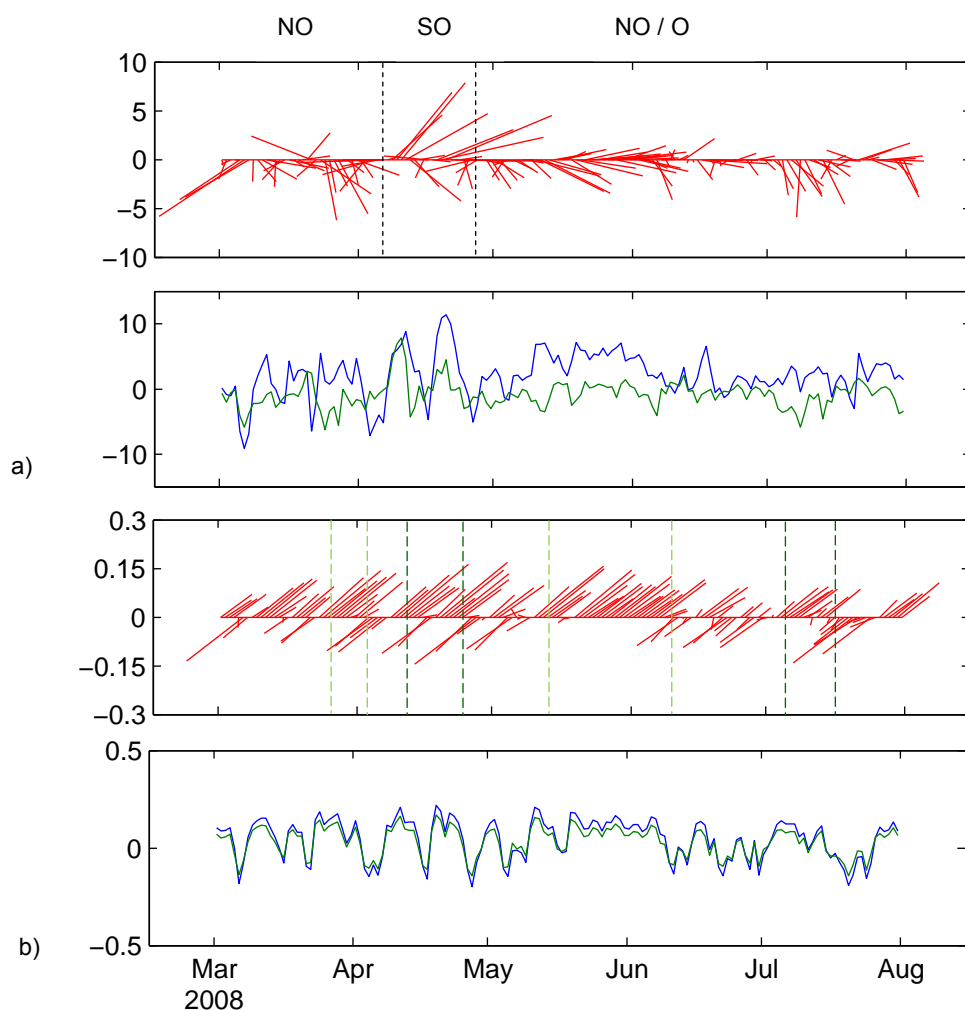


Figura 3.9 – Comparação da evolução temporal do vento médio diário (a) e da corrente média diária correspondente integrada verticalmente (b) para o ponto A em m/s: a vermelho um *stick plot* e a decomposição em u (azul) e em v (verde). As barras a verde claro e escuro representam os quatro eventos de afloramento mais intensos identificados.

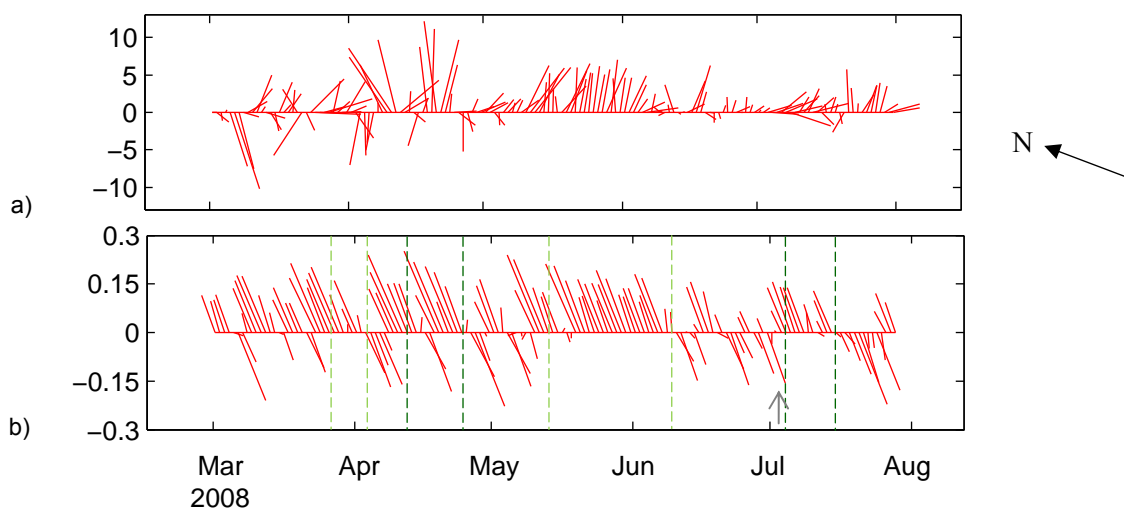


Figura 3.10 – Comparação da evolução temporal do vento médio diário (a) e da corrente média diária correspondente integrada verticalmente (b) rodados 76.4° no sentido directo para o ponto A em m/s. As barras a verde claro e escuro representam os quatro eventos de afloramento mais intensos identificados e a seta uma inversão da corrente integrada para sudeste.

De acordo com esta análise, a circulação na plataforma parece ser significativamente influenciada pelo vento presente. Esta faz-se predominantemente com direcção oeste-este, em direcção ao Estreito de Gibraltar, o que está de acordo com o vento oeste predominante.

Por forma a quantificar a resposta do oceano costeiro à tensão do vento recorreu-se à correlação complexa de Kundu (1975) (fig. 3.11). Esta é uma medida de dependência linear entre duas séries temporais que permite avaliar a relação entre a magnitude das duas séries. Para defasamentos até 2 dias a correlação obtida é superior a 0.5 pelo que existe uma correlação significativa entre o vento e a corrente para a maioria dos defasamentos aplicados. Para ambas as séries a correlação é máxima para um defasamento de 0.75 dias com um valor de 0.62. Isto significa que para a simulação em análise a resposta do oceano costeiro ao forçamento é máxima passadas 18h. Peliz et. al (2009) refere a não detecção de uma resposta linear entre a corrente da vertente (GCC) e o vento, enquanto que na plataforma parece haver algumas evidências dessa dependência.

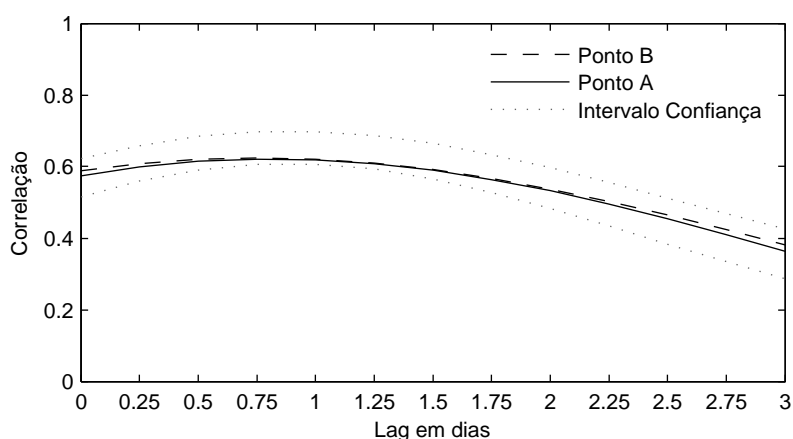


Figura 3.11 – Correlação vectorial de Kundu (1975) entre o vento diário e corrente integrada diária no ponto A e no ponto B. A correlação foi calculada para defasamentos de corrente até um máximo de 3 dias. Os resultados encontram-se filtrados através de uma média móvel de 5 dias. O intervalo de confiança a 95% baseia-se numa distribuição normal assintótica de $0.5\log((1+R)/(1-R))-1$, com uma variância aproximada igual a $1/(n-3)$, onde N é o número de dados e R a correlação do módulo das séries.

Os quatro episódios de afloramento costeiro mais intenso foram identificados através da visualização conjunta do vector vento e da temperatura à superfície para cada instante (não mostrados por uma questão de síntese): (I) o primeiro episódio ocorreu de 26 Março até a 2 de Abril com ventos predominantes de Noroeste; (II) o segundo de 11 a 23 Abril com ventos prevalecentes de sudoeste; (III) o terceiro é o evento mais longo e intenso do período em estudo de 2008, com ventos Noroeste/Oeste e teve lugar de 10 Maio a 9 de Junho; (IV) o quarto e último evento possui ventos de Noroeste e ocorreu de 4 a 14 de Julho.

Os valores mais elevados da superfície livre ao largo (ponto C) relativamente aos da plataforma (ponto A), que podem ser observados na fig. 3.12, corroboram esta identificação. Os quatro eventos de afloramento I, II, III e IV estão identificados a cinzento nesta figura, onde a diferença da superfície livre pode chegar aos 0.069 m entre a zona mais costeira e a vertente. Para além destes quatro episódios, observam-se ainda dois períodos, um em princípios de Maio e outro em meados de Julho que se caracterizam por diferenças da superfície livre comparáveis aos restantes. Contudo, estes tratam-se de eventos menos duradouros e portanto menos eficazes em termos do afloramento das águas mais frias, como se constatou pela visualização das figuras de contorno da temperatura à superfície.

Os períodos de afloramento referidos encontram-se identificados na fig. 3.9 e é possível confirmar os regimes de vento prevalecentes para cada um dos períodos de afloramento definidos: (I) vento noroeste; (II) vento sudoeste (ver fig. 3.10); (III) noroeste e oeste; (IV) vento noroeste. De acordo com esta análise o regime de ventos favorável ao afloramento costeiro na plataforma é do quadrante oeste (Sudoeste, Noroeste e Oeste).

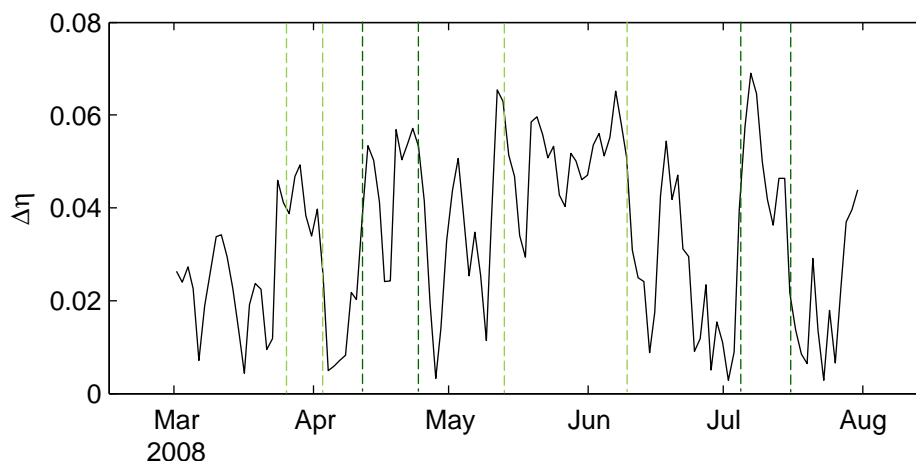


Figura 3.12 – Evolução temporal da diferença da superfície livre (m) entre o ponto C (na vertente) e o ponto A (na plataforma) em metros. As barras a verde escuro e claro representam os quatro eventos de afloramento mais intensos.

3.5 O evento de afloramento em Maio

Nesta subsecção será analisado o episódio de afloramento costeiro mais intenso identificado para a simulação de 2008 durante os meses de Primavera e Verão. No dia 10 de Maio inicia-se o afloramento costeiro a este do CSM, com o passar dos dias acaba por formar uma única assinatura juntamente com o afloramento a oeste do CSM, e preencher a plataforma ibérica do Golfo de Cádiz de águas mais frias até ao dia 9 de Junho. O vento é predominantemente de Noroeste/Oeste.

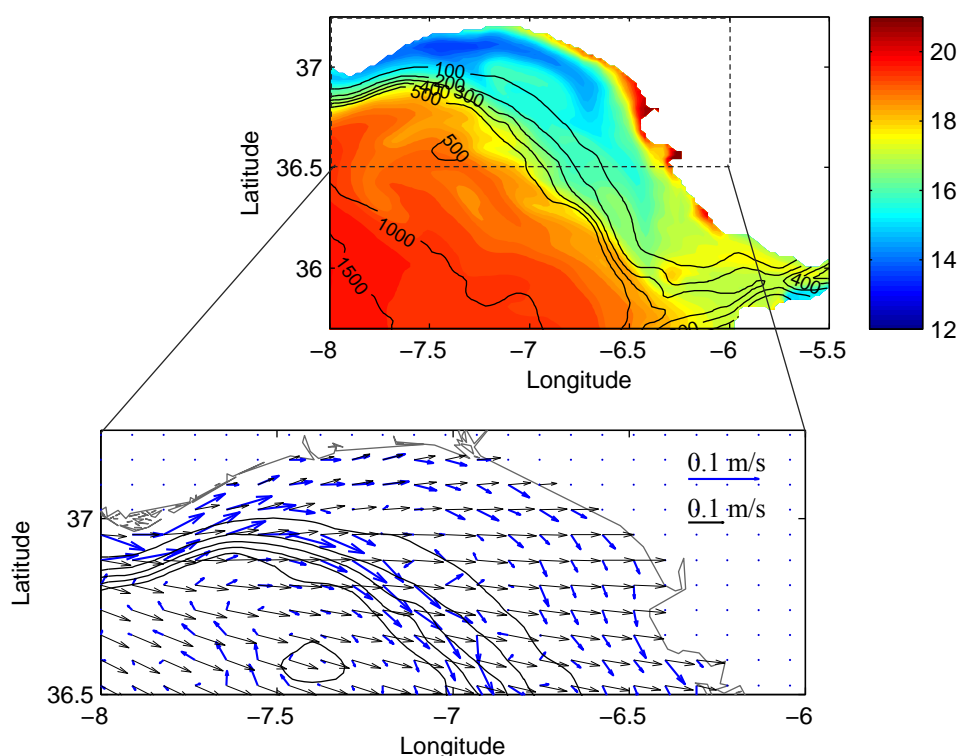


Figura 3.13 – Estado médio do Golfo de Cádiz para o dia 27 de Maio, aquando de um duradouro evento de afloramento: em cima observa-se a temperatura média (°C) e em baixo a corrente integrada a azul e o vento a preto.

No dia 27 de Maio a distribuição da temperatura à superfície simulada é apresentada na fig. 3.13. Na plataforma desenvolve-se uma frente de afloramento com temperaturas à superfície entre os 13 e os 15 °C que após os 7.5°O se separa em duas frentes: frente da plataforma, que se estende pela plataforma pouco profunda; e a frente da vertente que intercepta a vertente da plataforma em direcção a Sudeste. Na região costeira mais a este a assinatura de águas mais quentes conserva-se devido à estabilidade aí presente.

A circulação predominante no golfo é da esquerda para a direita em direcção ao estreito de Gibraltar (fig. 3.13) e divide-se em duas veias de circulação. A primeira que circula pela vertente, diz respeito à Corrente do Golfo de Cádiz (GCC) descrita por Peliz et al. (2009), que traz consigo águas mais frias desde a costa oeste de Portugal (Machado et al., 2007) e que ao passar o CSM parece ser reforçada pela corrente resultante do afloramento. A segunda assegura a circulação em toda a plataforma pouco profunda e deverá estar associada à frente de afloramento mais costeira. À medida que ambas evoluem em direcção ao estreito convergem num único canal de circulação mais a sul (não mostrado).

As secções de densidade, de velocidade zonal e longitudinal, apresentadas na fig. 3.14, permitem identificar: 1) as duas frentes de afloramento, 2) os dois jactos costeiros associados e 3) a corrente da vertente (GCC). As velocidades longitudinal e zonal referem-se às componentes rodadas de u e v de acordo com a respectiva orientação da secção em relação à costa (fig. 3.14).

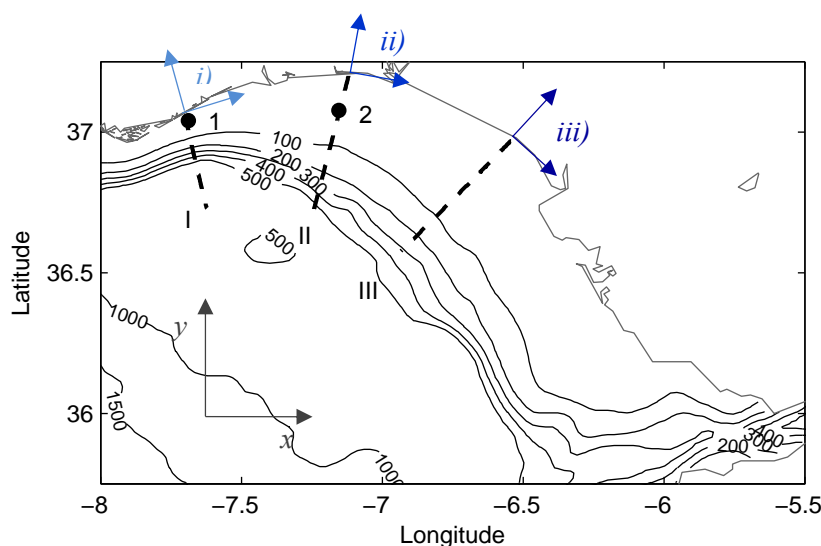


Figura 3.14 – Sistema de eixos i), ii), e iii) aplicado à secção I, II e III. Decomposição da velocidade x e y em zonal e longitudinal de acordo com o respectivo sistema de eixos para cada uma das secções. Os pontos 1 e 2 estão situados na secção I e II, respectivamente.

Na primeira secção (fig. 3.15c I) observa-se claramente um movimento à superfície para o largo, com valores de corrente negativos, e junto ao fundo para a costa, com valores positivos. A deflexão das linhas isopícnicas junto à costa (fig. 3.15a I), devido ao afloramento da água, leva ao estabelecimento do jacto costeiro a cerca de 10 km da costa que coincide localmente com a GCC (fig. 3.15b I). Isto é, o jacto costeiro resultante do afloramento tem expressão conjunta com a GCC e a sua presença traduz-se no reforço e cisalhamento desta corrente, como será demonstrado mais à frente. A corrente atinge velocidades no topo de 0.59 m/s que decaem em profundidade, num jacto 10 – 15 km de largura que circula junto à plataforma.

Para a segunda e terceira secção (fig 3.15 II e III), que se encontram mais a este do CSM, a GCC destaca-se da vertente e o seu limite passa a localizar-se a 20 e 30 km da costa respectivamente. A decomposição da velocidade em componente paralela e perpendicular à costa nestas secções não é tão esclarecedora. O método utilizado tem as suas limitações e apesar das secções terem sido cuidadosamente escolhidas de modo a estarem o mais possível concordantes com a orientação da batimetria e da costa, a corrente da vertente possui nestas duas secções componente zonal e longitudinal. Deste modo, existe uma forte componente zonal negativa, ou seja, para o largo (fig. 3.15c II e III) associada ao movimento da GCC para Sudeste em direcção ao estreito.

O movimento zonal, que está camuflado pela GCC, não permite identificar o padrão típico de correntes zonais à superfície e no fundo para a secção II e III (fig. 3.15c II e III). Para a secção II o padrão das isopícnicas (fig. 3.15a II) permite identificar afloramento de água menos densa a 10 e a 20 km da costa e como resultado observa-se a separação do anterior jacto em dois. O primeiro mais costeiro (a 10 km) com velocidades até aos 0.26 m/s, foi anteriormente referido como jacto da plataforma, e o segundo (a 20 km) intitulado jacto da vertente, uma vez mais coincide com a GCC e atinge conjuntamente com esta corrente velocidades de 0.58 m/s. Na secção III o jacto mais costeiro é também visível (fig. 3.15b III), a aproximadamente 15 km da costa, e a GCC aparece cada vez mais destacada da vertente.

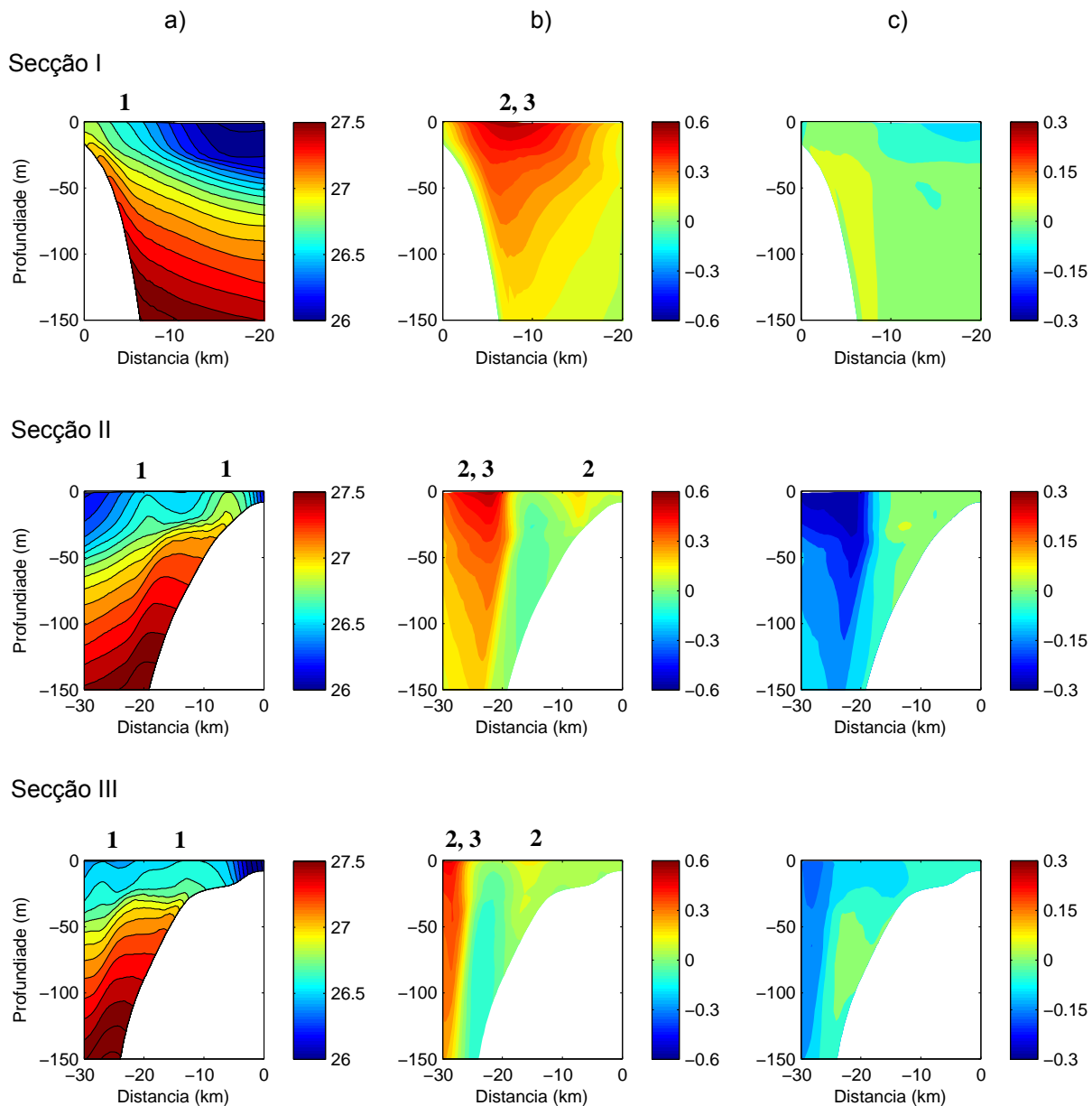


Figura 3.15 – Secções zonais de a) anomalia da densidade ($\rho-1000$) (kgm^{-3}), b) velocidade longitudinal (ms^{-1}) (positiva para fora da folha) e c) velocidade zonal (ms^{-1}) (positiva para a costa) para o dia 27 de Maio. De cima para baixo: secção I, secção II e secção III. As velocidades longitudinal e zonal referem-se às componentes rodadas de u e v (fig. 316). O número 1 refere-se à frente de afloramento, o 2 ao jacto costeiro associado e o 3 à GCC.

O dia 8 de Março (fig. 3.16), antecedido por um pequeno evento de afundamento, caracteriza-se por uma distribuição de isopícnicas quase horizontais e com poucas irregularidades. Aqui a corrente da vertente (GCC) com cerca de 10 km de espessura, é máxima entre os 50 – 100 m de profundidade com velocidades entre os 0.2 e 0.3 m/s com pouco efeito de corte. Estes resultados são concordantes com os obtidos por Peliz et al. (2009) resultado de simulações anteriores com o mesmo modelo, onde a corrente média na vertente para os meses de Junho e Dezembro é da ordem dos 0.2 - 0.4 m/s, e são também comparáveis com os valores observados por Garcia-Lafuente et. al (2006), onde se apresentam correntes da ordem dos 0.3 - 0.4 m/s.

Entre o dia 8 de Março e 27 de Maio observa-se um aumento significativo da corrente da vertente, registando-se em Maio o dobro da velocidade máxima (0.59 m/s) da registada em Março (0.3 m/s). Este aumento sugere que o afloramento costeiro no Golfo de Cádiz tem a capacidade de intensificar a corrente que circula junto à vertente, e assim contribuir para o aumento da GCC localmente durante os meses de verão, em que as condições atmosféricas são as características do fenómeno de afloramento no Golfo de Cádiz.

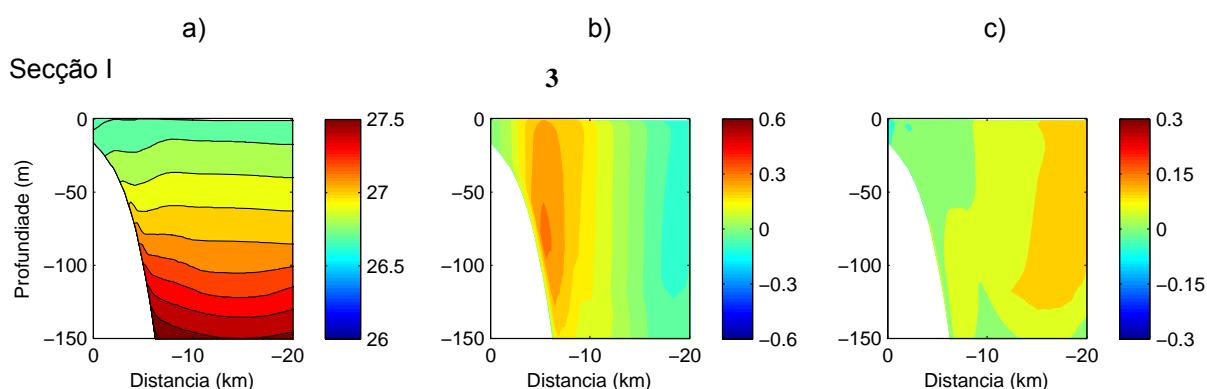


Figura 3.16 – Secções zonais da a) anomalia da densidade ($\sigma\text{-}1000$) (kgm^{-3}), b) velocidade longitudinal (ms^{-1}) (positiva para fora da folha) e c) velocidade zonal (ms^{-1}) (positiva para a costa) para a secção I no dia 8 de Março. As velocidades longitudinal e zonal referem-se às componentes rodadas de u e v (fig. 3.14). O número 3 refere-se à GCC.

3.5.1 A Frente de Huelva

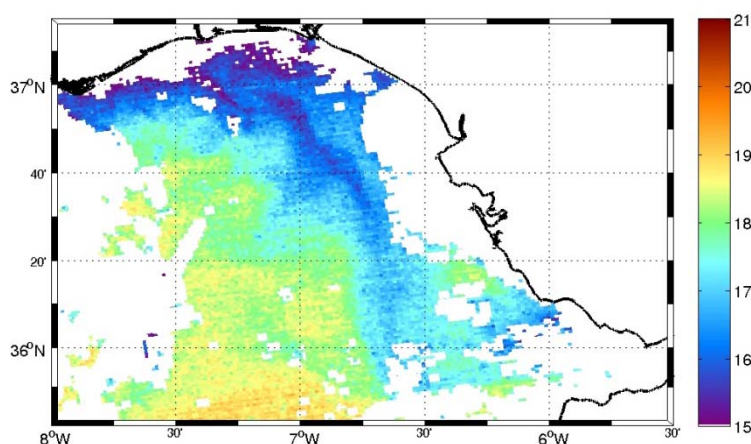


Figura 3.17 – Imagem MODIS da temperatura da superfície do mar (SST) ($^{\circ}\text{C}$) para o dia 27 de Maio de 2008 às 22:45 do satélite Terra (fonte de dados: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (2012)).

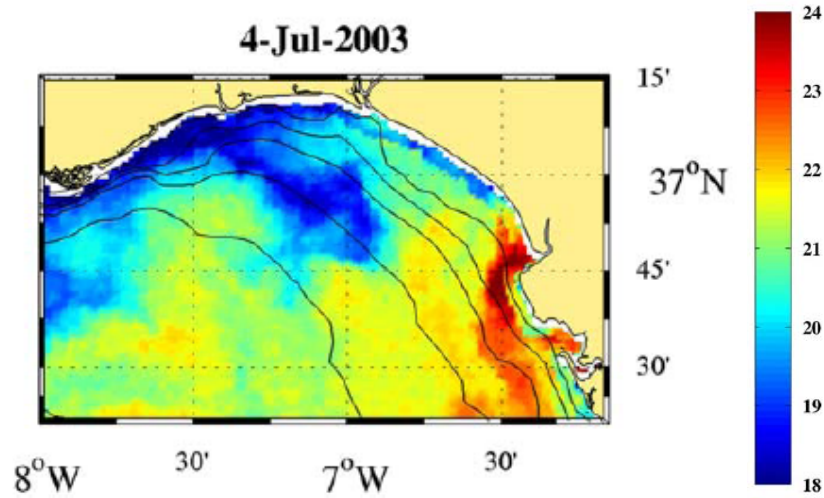


Figura 3.18 – Imagem de satélite AVHRR-NOAA da temperatura da superfície do mar (SST) (°C) para o dia 4 Julho de 2003, durante ventos de oeste (de Prieto et al., 2009).

Na fig. 3.17 apresenta-se uma imagem MODIS da temperatura do mar à superfície (SST) para o dia 27 de Maio de 2008. Os dados de satélite confirmam a presença de afloramento para este dia com águas mais frias em toda a plataforma, com temperaturas entre os 15-17.5°C, e mais quentes ao largo com temperaturas entre os 18-19°C. Apesar da ausência de informação costeira, constata-se que a assinatura marcada por águas frias estende-se pela vertente em direcção a Sudeste, desde os -7.5° até aproximadamente os -6.5° de longitude, a sul de Huelva. Esta assinatura é representada pela simulação num estado muito menos evoluído, com temperaturas entre os 14-15°C, e foi identificada anteriormente como a frente da vertente. De facto, trata-se da frente de Huelva identificada pela primeira vez por Stevenson (1977).

Na imagem de satélite AVHRR-NOAA apresentada na fig. 3.18 observa-se claramente a estrutura típica desta frente, que se inicia a sul de Huelva junto à costa, tal como na simulação e, se estende para sudeste numa única assinatura.

3.5.2 Balanço de momento

De forma a obter-se informação adicional dos processos dinâmicos presentes na plataforma durante o afloramento no mês de Maio, realizou-se uma análise dos termos da equação de balanço, similar à efectuada nos casos idealizados (secção 2.5). A análise dos termos de momento focou-se somente no intervalo de tempo correspondente ao evento de Maio. O sistema de equações utilizado para o balanço de momento é, tal como para o capítulo anterior, integrado verticalmente e válido para condições barotrópicas:

$$\text{Momento zonal (y): } \frac{\partial V}{\partial t} + fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_w^y}{\rho_0} - \frac{\tau_b^y}{\rho_0} \quad (17)$$

$$\text{Momento longitudinal (x): } \frac{\partial U}{\partial t} - fV = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_w^x}{\rho_0} - \frac{\tau_b^x}{\rho_0} \quad (18)$$

O sistema de equações foi aplicado a dois pontos 1 e 2 (fig. 3.14) pertencentes às secções I e II, respectivamente. Tal como na secção 2.5, para que a representação matemática dos termos se trata-se

efectivamente de um balanço, todos os termos de momento foram colocados no lado esquerdo da equação, obtendo-se as equações seguintes:

$$\text{Momento zonal (y): } \frac{\partial V}{\partial t} + fU + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\tau_w^y}{\rho_0} + \frac{\tau_b^y}{\rho_0} = 0 \quad (19)$$

$$\text{Momento longitudinal (x): } \frac{\partial U}{\partial t} - fV + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_w^x}{\rho_0} + \frac{\tau_b^x}{\rho_0} = 0 \quad (20)$$

O balanço de momento para o perfil 1, para a isóbata dos 26.39 m na secção I, próximo do jacto, mostra-se na fig. 3.19 e para o perfil 2, para a isóbata 35.35 m na secção II, situado no jacto da vertente, na fig. 3.20. De acordo com os termos do balanço zonal (fig. 3.19 a e 3.20 a), a tensão à superfície e no fundo é muito pequena (da ordem de $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) quando comparada com o gradiente da superfície livre e a força de coriolis (da ordem de $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$). Deste modo admite-se que os termos significantes em y são o gradiente da superfície livre e a força de coriolis. Longitudinalmente (fig. 3.19 b e 3.20 b) nenhum dos cinco termos considerados na eq. 20 pode ser desprezado pelo que são significantes: a tendência da velocidade, a tensão de superfície e de fundo, o gradiente da superfície livre e a força de coriolis. Estes dois últimos, são novamente os termos mais elevados.

A forte presença dos termos gradiente da superfície livre e força de coriolis no balanço longitudinal (fig. 3.19 b e 3.20 b) está relacionada com a direcção do escoamento face à orientação da costa. Deixamos de estar perante a situação idealizada em que o forçamento era imposto paralelamente à costa, a deriva à superfície se realizava perpendicularmente à costa e consequentemente se imponha um gradiente da superfície livre exclusivamente zonal. Uma vez que, o vento é predominantemente Oeste e a configuração da costa desde o CSM até ao Estreito de Gibraltar é convexa, passamos a ter uma circulação a três dimensões (x, y, z) ao contrário da que existia na secção 2.5, que apenas consistia numa circulação (y, z), uniforme na terceira dimensão x .

Mais em pormenor para o perfil 1 (fig. 3.19), a partir do dia 9 de Maio (dia 9) as componentes zonal e longitudinal do termo gradiente da superfície livre invertem-se, respectivamente para valores negativos e positivos, pelo que o gradiente da superfície livre tem direcção sudeste. De acordo com este termo é possível identificar de forma mais rigorosa o período de afloramento costeiro, que tem início um dia mais cedo do diagnosticado anteriormente. Por volta deste dia a tensão à superfície aumenta consideravelmente e adquire componente zonal negativa e longitudinal positiva (relembrando as eq. 19 e 20 consideradas), pelo que a tensão do vento tem direcção nordeste/sudeste. Por outras palavras o vento no perfil 1 é de oeste, tal como identificado anteriormente. O termo coriolis acompanha o crescimento do gradiente da superfície na componente zonal enquanto que na longitudinal parece estar a ser influenciado pela proximidade do CSM. Isto porque observando em pormenor a situação para o perfil 2 (fig. 3.20) existe uma clara correspondência entre gradiente da superfície livre e força de coriolis para ambas as componentes. Por sua vez, os termos tendência e tensão de fundo (fig. 3.19 b) oscilam por forma a compensar a tensão do vento à superfície, de forma semelhante à diagnosticada para a experiência idealizada.

A partir de 9 de Julho (dia 40), após o relaxamento do vento o gradiente da superfície livre inverte-se para noroeste, ao mesmo tempo que a tendência da componente longitudinal do escoamento se torna negativa. Observa-se portanto que o vento é o agente forçador do aumento da inclinação da superfície livre em direcção ao largo, desde o dia 9 de Maio até ao dia 9 de Julho, sendo efectivamente responsável pelo afloramento a este do CSM.

A dinâmica para o perfil 2 é muito semelhante à descrita anteriormente. De forma similar, a presença de vento dá origem a um gradiente da superfície livre para sudeste desde o dia 9 até ao dia 40. A tensão do vento é mais intensa neste local e o balanço sugere que a tensão de fundo não se desenvolveu o suficiente.

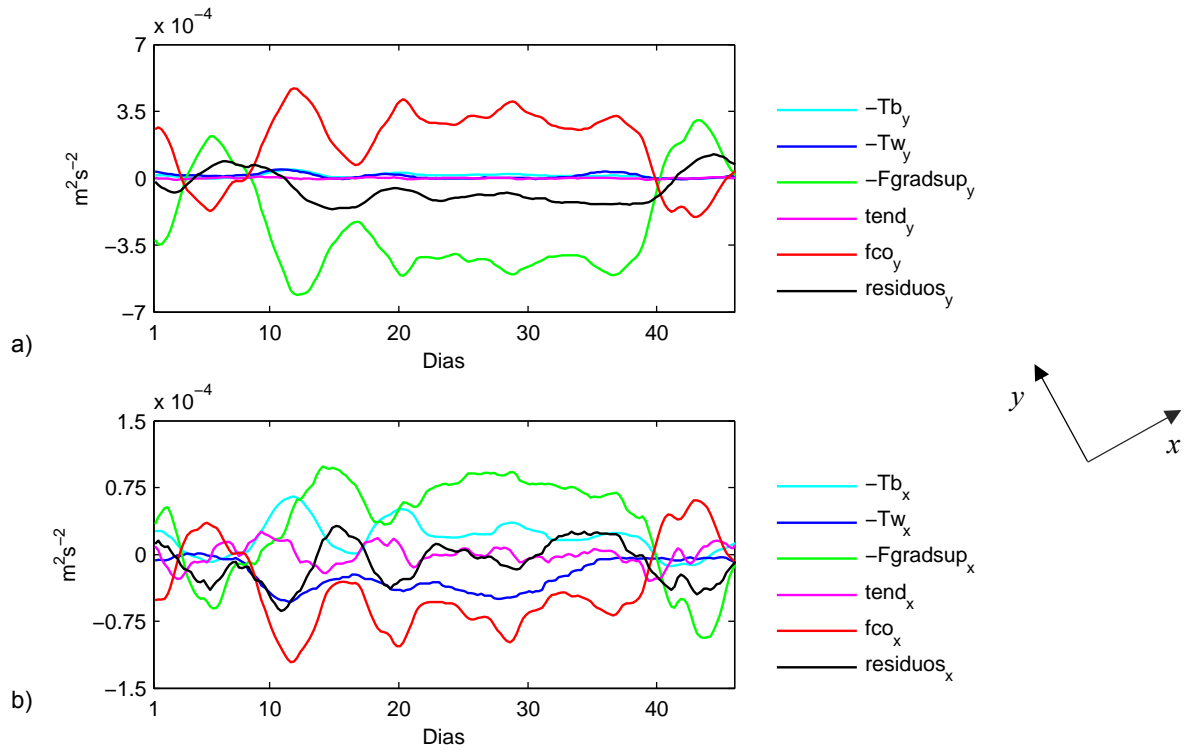


Figura 3.19 – Termos da equação linearizada de momento integrados verticalmente em função do tempo para a isóbata dos 26.39 m e a 1.20 km da costa, perfil 1 na secção I (fig 3.14), filtrados através de uma média móvel de cinco dias e rodados de acordo com a respectiva orientação da costa próxima. Em a) a componente zonal (eq. 17) e em b) a longitudinal (eq. 18).

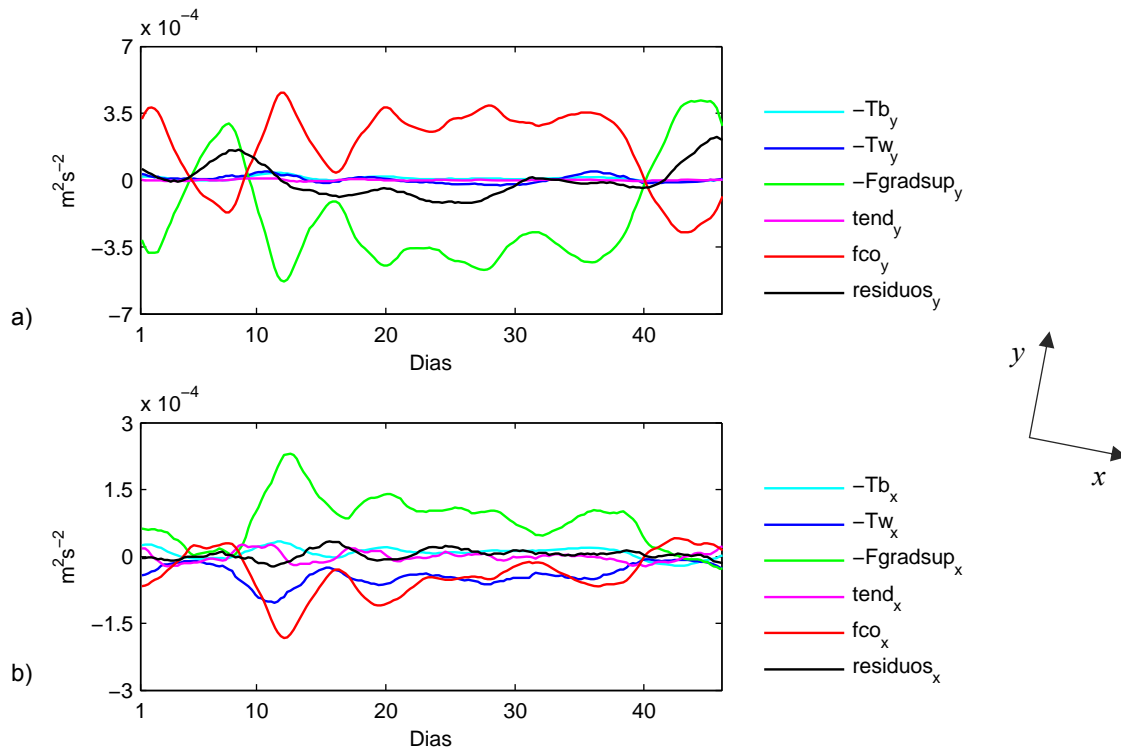


Figura 3.20 – Termos da equação linearizada de momento integrados verticalmente em função do tempo para a isóbata dos 35.35 m e a 8.74 km da costa, perfil 2 na secção II (fig 3.14), filtrados através de uma média móvel de cinco dias e rodados de acordo com a respectiva orientação da costa próxima. Em a) a componente zonal (eq. 17) e em b) a longitudinal (eq. 18).

Tal como na experiência idealizada estratificada, os resíduos provenientes do balanço de momento são significativos (fig. 3.19 e 3.20). De forma similar, zonalmente observamos um extraordinário gradiente de superfície livre quando comparado com a força de coriolis, contudo o equilíbrio geostrófico dever-se-á manter entre este último termo e a força do gradiente de pressão. Longitudinalmente o padrão dos resíduos não está exclusivamente associado a estes dois últimos termos, pelo que também são controlados, em alguma medida, pelos termos tendência e tensão de superfície e de fundo. Adicionalmente as proximidades do CSM também parecem perturbar o comportamento típico dos termos considerados durante o afloramento costeiro.

Os termos desprezados na formulação das equações adoptadas para águas pouco profundas revelam-se mais uma vez fundamentais para um balanço de momento mais realista, onde a ausência do termo correcção baroclínica volta a assumir grande importância para o balanço geostrófico, assim como o termo advecção vertical. Numa primeira aproximação ao problema os termos desprezados deveriam ser adicionados às equações integradas adoptadas na tentativa de alcançar um diagnóstico mais realista dos processos complexos que ocorrem na plataforma.

4. Conclusões

No presente trabalho pretendeu-se contribuir para o estudo e a compreensão dos processos costeiros associados ao afloramento costeiro em que o vento é o agente forçador. Com este objectivo analisaram-se exaustivamente um conjunto de simulações realizadas com o modelo ROMS. Em primeiro lugar, com o intuito de compreender de uma forma simplificada os mecanismos fundamentais associados ao afloramento, analisaram-se duas simulações idealizadas com batimetria regular a duas dimensões, com e sem estratificação. Posteriormente, analisou-se uma simulação muito mais realista, tridimensional, forçada com vento WRF e centrada no Golfo de Cádiz. A aplicação deste estudo ao Golfo de Cádiz foi de grande importância, pois por um lado permitiu aproximar este estudo à real complexidade dos processos que ocorrem numa plataforma, e por outro lado compreender de que forma o modelo proposto por Peliz et al. (submetido), descreve a circulação na plataforma do Golfo de Cádiz. Neste contexto, identificaram-se e analisaram-se as principais estruturas de circulação na plataforma do Golfo, desde o CSM até ao Estreito de Gibraltar, com especial ênfase na dinâmica de afloramento durante os meses de reestratificação da plataforma.

Os resultados numéricos das simulações idealizadas ilustram as características típicas da resposta a vento favorável ao afloramento costeiro. A circulação resultante é consistente com as descrições de afloramento (Allen et al., 1994; Lentz, 2001) em que o vento força uma corrente para o largo numa camada turbulenta de superfície, e esta é compensada inicialmente por um escoamento uniforme em profundidade para a costa. Com o passar do tempo desenvolve-se uma camada turbulenta de fundo que passa também a ser responsável pelo escoamento para a costa na plataforma.

Os resultados mais relevantes das experiências idealizadas são os seguintes. O ajustamento ao atrito de fundo faz-se entre 2 a 3 dias após o início do forçamento atmosférico favorável ao afloramento. Posteriormente, as duas camadas limites de Ekman, de fundo e de superfície, evoluem no tempo e após 8 dias de forçamento, em resultado da configuração da plataforma observa-se o acoplamento destas em toda a plataforma no caso homogéneo, e até à distância de 25 km da costa no caso estratificado. No caso estratificado o escoamento zonal divide-se em duas estruturas de circulação em resultado do estabelecimento da frente nesta localização. A circulação zonal próxima da costa é mais fraca, devido ao acoplamento das camadas limite, e compreende o afloramento de água junto à costa e afundamento parcial próximo da frente em consequência do forte escoamento longitudinal cisalhado que se faz sentir, semi-encerrando uma célula de circulação secundária. Por sua vez, a circulação principal, que ocorre em toda a plataforma até aos 25 km, é caracterizada por forte escoamento para o largo à superfície e para a costa no fundo, que por conservação do transporte é compensada por afloramento de água na região próxima da frente. Tal revela um padrão com duas circulações diferente da estrutura de duas células descrita por Brink (1983), em que existe uma célula de circulação associada à camada limite de superfície e outra à zona costeira e fundo.

Longitudinalmente o escoamento estratificado atinge velocidades no centro do jacto de 1 m/s, que são o dobro da experiência homogénea. Após 6 dias sem forçamento a assinatura cisalhante do jacto conserva-se devido à existência de um gradiente zonal de temperatura por equilíbrio geostrófico. Na ausência de tensão do vento a única força existente pelo sistema de equações adoptado é a tensão de fundo, esta é responsável pela dissipação do escoamento no fundo, sendo o jacto pouco afectado.

Os aspectos gerais da circulação tridimensional simulada na plataforma do Golfo de Cádiz, para o período de reestratificação de 2008 são os seguintes. A corrente costeira integrada e vento têm a direcção preferencial para Este em direcção ao Estreito de Gibraltar e os episódios de inversão da corrente correspondem a inversões do vento, o que sugere uma correspondência entre estes dois. A correlação de Kundu (1978) entre o vento e a corrente é máxima para um atraso de corrente de 18h com um valor de 0.62 sendo que até um atraso de 2 dias a correlação é sempre superior a 0.50. Apesar de Peliz et al. (2009) em simulações anteriores não ter encontrado uma resposta clara entre corrente da vertente (GCC) e vento, para esta simulação e na plataforma existe uma dependência considerável entre ambos. Durante o período de Março a Julho, foram identificados quatro eventos de afloramento costeiro mais intenso, onde se verificou que o regime de ventos favorável ao afloramento a este do CSM é Noroeste, Sudoeste e Oeste, ou seja, com componente forte do quadrante Oeste.

Os resultados da simulação sugerem a possível intensificação da GCC durante os meses de Primavera – Verão a este do CSM. Valores encontrados desta corrente para o mês de Março são concordantes com os obtidos por Garcia-Lafuente (2006) e representam metade das velocidades simuladas para o evento de afloramento em Maio. O jacto associado ao afloramento costeiro tem expressão conjunta com esta corrente pelo que deverá contribuir para o reforço da GCC localmente. Após os 7.5°O de longitude o modelo reproduz duas frentes, em que uma delas se aproxima da vertente e se assemelha à frente de Huelva identificada por Stevenson (1977). O modelo é capaz de reproduzir esta característica típica do Golfo de Cádiz, ainda que num estado muito menos evoluído.

A avaliação do balanço de momento através das equações integradas verticalmente revelou-se uma técnica simples e prática para o diagnóstico do escoamento aquando o afloramento. Para o caso da experiência idealizada homogénea estas equações descrevem por completo a dinâmica do afloramento, pois obteve-se um equilíbrio zonal geostrófico e longitudinal entre a tensão de fundo e de superfície. Perante um fluido estratificado os resíduos resultantes são significativos próximo da frente, que derivam das aproximações das equações utilizadas. Por um lado, constata-se que os termos não considerados nas equações utilizadas mais relevantes são o termo baroclínico em y e a advecção vertical em x . Por outro, reconhece-se que a aplicação de equações integradas verticalmente a um sistema, que não é uniforme em z levará sempre à perda de informação tridimensional.

As equações barotrópicas de momento são largamente utilizadas pela comunidade científica (Gan e Allen, 2002; Sánchez et al., 2006) pois permitem um diagnóstico simplificado do escoamento longitudinal e zonal. A aplicação das equações à plataforma do Golfo de Cádiz permitiu comprovar o papel fundamental desempenhado pelo vento como responsável pelo evento de afloramento em Maio, assim como deverá ser responsável pelos restantes eventos identificados, e como o escoamento integrado está intimamente relacionado com a força do gradiente da superfície livre presente.

Os resíduos obtidos pelo balanço de momento para a experiência idealizada estratificada e para a simulação no Golfo de Cádiz estão em grande medida associados ao escoamento forte e cisalhado que se desenvolve na região da frente de afloramento. Os termos desprezados aquando do cálculo do balanço de momento integrado revelaram-se importantes aquando a passagem de um escoamento barotrópico a baroclínico, pelo que para um balanço mais realista teriam que ser considerados nas equações adoptadas. Ainda assim, o diagnóstico da estrutura vertical do escoamento só será possível através de equações não integradas, avaliando o sistema a várias profundidades.

Finalmente, importa referir que a simulação tridimensional de alta resolução da circulação costeira mostrou um grande potencial para a compreensão das complexas estruturas, processos e interacções que ocorrem na plataforma, porém os processos de realimentação entre o oceano e a atmosfera não se encontram bem representados, uma vez que os fluxos à superfície são resultado de uma simulação atmosférica autónoma. Deste modo, e no sentido de melhorar a descrição dos fluxos de momento e de energia nas camadas limites de superfícies, tanto do oceano como atmosféricas, e a sua influência nas estruturas da circulação costeira seria muito relevante realizar estas simulações com acoplamento entre o modelo atmosférico e oceânico.

5. Referências

- Allen J. S., P. A. Newberger, J. Federiuk, 1995. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **25**(8), 1843–1866.
- K.H. Brink, 1983. The near surface dynamics of coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, **12**, 223–257.
- Csanady, G. T., 1977. Intermittent ‘full’ upwelling in Lake Ontario. *Journal of Geophysical Research*, **82**(3), 397–419.
- Csanady, G. T., 1982. On the Structure of Transient Upwelling Events. *Journal Physical Oceanography*, **12**, 84–96.
- Cushman-Roisin B., 1994. Introduction to geophysical fluid dynamics. *Prentice Hall*.
- Criado-Aldeanueva F., J. Garcia-LaFuente, J. M. Vargas, J. Del Rio, A. Vazquez, A. Reul, A. Sánchez, 2006. Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Research II*, **53**, 1144 – 1160.
- Ekman V. W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.*, **2**, 1-53 .
- Fiúza A. F. G., 1983. Upwelling patterns off Portugal. In: *Suess, E., Thiede, J. (Eds.), Coastal Upwelling*. Plenum, New York, 85-99.
- Folkard A. W., P. A. Davis, A. F. G. Fiúza, I. Ambar, 1997. Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar: variability, correlations and relationships with the surface wind field. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 5669-5683.
- Garcia-LaFuente G., F. Criado-Aldeanueva, M. Bruno, J. del Rio, J. M. Vargas, 2006. Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research II*, **53**, 1182-1197.
- Gan J., J. S. Allen, 2002. A modeling study of shelf circulation off northern California in the region of the Coastal Ocean Dynamics Experiment: Response to the relaxation of upwelling winds. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 3123
- Kundu P. K., 1975. Notes and correspondende: Ekman veering observed near the ocean coast. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 238-242.
- Large W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney, 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, **32**, 363-403.
- Lentz Steven J., 1992. The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1517–1539.
- Teles-Machado A., 2007. On the onset of the Gulf of Cadiz Coastal Countercurrent. *Geophysical Research Letters*, **34**, L12601.
- Macks, A. and J. Middleton, 1993: Numerical modelling of wind-driven upwelling and downwelling. *University of New South Wales*.
- Peliz A., J. Dubert, P. Marchesiello, A. Teles-Machado, 2007. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: Model and mean flow structure. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C11015.
- Peliz A., P. Marchesiello, A. M. P. Santos, J. Dubert, A. Teles-Machado, M. Marta-Almeida, B. Le Cann, 2009. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: 2. Inflow-outflow coupling and the Gulf of Cadiz slope current. *Journal of Geophysical Research*, **114**, C03011.
- Peliz A., D. Boutov, R. Cardoso, J. Delgado, P. Soares, (submitted). The Gulf Of Cadiz-Alboran Sea sub-basin: Model setup, exchange and seasonal variability. *Ocean Modelling*.
- Prieto L., G. Navarro, S. Rodríguez-Gálvez, I. E. Huertas, J. M. Naranjo, J. Ruiz, 2009. Oceanographic and meteorological forcing of the pelagic ecosystem on the Gulf of Cadiz shelf (SW Iberian Peninsula). *Continental Shelf Research*, **29**, 2122-2137.
- Sánchez, R., Mason, E., Relvas, P., da Silva, A. J., Peliz, A. J., 2006. On the inshore circulation in the northern Gulf of Cádiz, southern Portuguese shelf. *Deep-Sea Research II*, **53**.
- Shchepetkin A. F., and J. C. McWilliams, 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with nonaligned vertical coordinate. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3090.

- Shchepetkin A. F., and J. C. McWilliams, 2005. The regional ocean modeling system: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modeling*, **9**, 347-404.
- Skamarock W., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers 2008. A description of the advanced research wrf version 3. Tech. rep., NCAR, tech. Note TN-475-STR, 113.
- Soares P., R.M. Cardoso, J. de Medeiros, P. Miranda, M. Belo-Pereira, F. Espirito-Santo, 2012. WRF high resolution dynamical downscaling of era-interim for portugal. *Climate Dynamics*.
- Stevenson R. E., 1977. Huelva Front and Malaga, Spain, Eddy chain as defined by satellite and oceanographic data. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **30 (2)**, 51–53.
- Feldman G. C., C. R. McClain. Ocean Color Web, NASA Goddard Space Flight Center. Eds. Kuring, N., Bailey, S. W. (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (2012)).